

地 震

第 2 輯

第 7 卷 第 3 號

昭和 29 年

論 說

- 石本・飯田の統計式における最大振幅指数について……………神村 三郎… 145
- 阿蘇火山の地盤變動に就いて (第 1 報) ……………吉川 圭三… 151
- 地震の時間間隔の分布及び之と地震動の
最大振幅の分布との関係に関する統計的記述……………友田 好文… 155
- 弾性論と地球内部の弾性的性質 (I)……………島 通 保… 170
- 爆破点近傍の破壊機構に就いて (I)……………吉川 宗治… 176
- 電気容量変化型換振器を用いた長周期地震計の試作……………宇津 徳治… 180
- 地震動の最大振幅から地震の規模 M を定めることについて……………坪井 忠二… 185

寄 書

- 石本飯田の統計式における最大振幅指数の推計的計算例 (I)……………神村 三郎… 194
- 地球の *Plastico-viscosity* ……………島津 康男… 195
- 地 震 時 報…………… 196
- 学 会 記 事…………… 197

地 震 学 会

地震学会々則

1. 本会は地震およびこれに関連する諸現象の研究並びにその応用に関する知識を交換、普及し震火災防止に貢献することを目的とする。
2. 本会は地震学会と称して、事務所を東京大学地球物理学教室内におく。
3. 本会はその目的を達するため下記の事業を行う。
 - (i) 通常総会および臨時総会
 - (ii) 学術講演会
 - (iii) 会誌「地震」の発行
 - (iv) 其他必要な事業

通常総会は毎年必ず1回適当な時期に行い、臨時総会は委員5名以上あるいは会員30名以上の請求のあつた時に開く。総会の成立は普通会員1/5以上の出席(委任状を含む)を要する。
4. 本会々員は名誉会員、普通会員、購読会員、及び賛助会員とする。会員となろうとする者は会費1ヶ年分をそえて本会事務所へ申込むものとする。
5. 地方あるいは特別の機関等に支部をおくことができる。
6. 委員長1名、委員若干名をおく。
7. 委員長は本会を代表し、各委員は編輯、庶務、会計等の事務を分担し、そのために若干名の幹事をおくことが出来る。幹事は委員長が委嘱する。
8. 本会には顧問若干名をおくことができる。
9. 委員は普通会员の互選によつて選出する。委員長は委員の互選による。委員長及び委員の任期は1年とし、再選をさまたげない。
10. 委員及び委員長の更迭期を3月末とする。途中補欠として加つたものの任期は前任者の残存期間とする。

附 則

1. 普通会员、購読会員の会費は1年400円とする。
2. 会費年1口(10000円)以上をおさめたものを賛助会員とする。
3. 支部のないときは連絡幹事をおく。連絡幹事は委員長が委嘱する。
4. 本会則は総会(又は臨時総会)に於て出席会員の過半数の賛成により改訂又は附加することが出来る。

委 員 (1954年3月選出)

委員長 佐々憲三

委 員 飯田 汲事(名古屋大) 萩原 尊礼(東大) 早川 正巳(地質調) 西村 英一(京大)
 本多 弘吉(東北大) 表 俊一郎(東大) 和達 清夫(中央気) 金井 清(東大)
 河 角 広(東大) 笠原 慶一(東大) 吉山 良一(九大) 高橋竜太郎(東大)
 田治米鏡二(秋田大) 坪井 忠二(東大) 那須 信治(東大) 村内 必典(科博)
 宇佐美竜夫(中央気) 井上 宇胤(中央気) 松沢 武雄(東大) 福富 孝治(北大)
 浅 田 敏(東大) 佐々憲三(京大) 鷺坂 清信(地震観) 宮村 摂三(東大)
 宮部 直巳(地理調) 水上 武(東大) 島津 康男(名古屋大) 広野 卓蔵(中央気)
 末広 重二(中央気) 鈴木 次郎(東北大) [イロハ順]

庶務係幹事 表 俊一郎・村内 必典・笠原 慶一・松本 利松・三木 晴夫

会計係幹事 山口 弘次・末広 重二・宇佐美竜夫

会計監査 井上 宇胤

編輯係幹事 宮村 摂三・金井 清・安芸 敬一・佐藤 良輔

編輯委員会委員 飯田 汲事・本多 弘吉・和達 清夫・金井 清・河 角 広・坪井 忠二・
 井上 宇胤・松沢 武雄・佐々憲三・宮部 直巳 [イロハ順] および編集・
 庶務・会計係幹事代表各1名

顧問 中村左衛門太郎・北沢 五郎

石本・飯田の統計式における最大振幅指数について

京都大学地球物理学教室 神 村 三 郎

(昭和 29 年 4 月 8 日受理)

On the Maximum Amplitude Index in the Ishimoto-Iida's Statistical Formula.

By Saburō KōMURA

Geophysical Institute, Kyoto University.

(Received April 8, 1954)

The Ishimoto-Iida's statistical formula is represented as follows:

$$NA^m = k,$$

where, A is a traced maximum amplitude, N is an annual average frequency of small shocks with A , and m or k is a constant at that place. The index m shows some different values in accordance with the class number classifying the maximum amplitude.

In applying the Sturges' Formula to its classification, as the result of testing these values by the stochastic method, we have reached the conclusions that we need not consider both values in two directions of horizontal vibration, and moreover, the geophysical meaning of m is not lost, for the value $m=1.9$ in population is not rejected at the significance level of 5% or 1%.

In recognition of this fact, we shall be able to propose the classifying method based on the Sturges' Formula, i. e.

$$n = 1 + \log N / \log 2,$$

where, N is the total number of data, and n is the suitable class number.

Let us now apply the above method to the observational data obtained at Abuyama during 1949—1953. Thus we shall gain the results that the homogeneity of the m value and $m=1.9$ in population are not rejected (1%), regardless of the magnitude, or the extent of the observed domain, or the term of each year of observed earthquakes.

§ 1. 前 書

石本・飯田の統計式における最大振幅指数の値は最大振幅に対する組分けの階級数によってかなり相違する。又この値は地震動の観測方向別、使用した地震動の規模の大小、観測領域の広狭、等によっても相違している。筆者は此等の諸点に就いて別府地方の微弱小地震群の資料と、1949 年から 1953 年に亘る阿武山地震観測の資料に基いて計算を進め、得られた結果に対し推計学的な立場から、それらの相違が本質的なものであるかどうかを検討した。紙面の関係もあり、主としてそれらの諸結果を報告する。

§ 2. 組分けの基準

地球物理第 I 巻²⁾ 所掲の別府地方 (所謂速見火山地区) を中心に、1929年から1935年に亘って観測された資料の中、三成分の判然としたもの66個を任意抽出し、之を記録された最大振幅について、その最小値から最大値の間を種々の階級(等間隔の)に組分けし、夫々の場合を最小自乗法によって求めた結果は第 I 表に示す如くである。

因に統計において階級数決定に用いる Sturges の公式³⁾ に依れば、大いさ N の資料を整理する時の適当な階級数 n は

$$n=1+\log N/\log 2$$

と与えられる。 $N=66$ に対しては $n=7$ 階級が適当である (基準 II)。階級中の別の基準としては夫々階級巾 $w \leq \frac{1}{3}\sigma^{4)}$ による場合 (基準 III), 巾 $w \leq \frac{1}{4}\sigma^{5)}$ による場合 (基準 IV), を仮に用いた。(但し σ は母標準偏差, なお基準 I は階級数の少い場合として便宜に例えばこの場合5階級とした)。

§ 3. 基準別方向別の考察

これら諸基準に基いて速見地区の微弱小地震に関し、方向別等に算出した指数の値は第 II 表に示す。

Table II.

Basis	Class number				The values of m			
	N. & S. Vib.	E. & W. Vib.	U. & D. Vib.	Result. Vib.	N. & S. Vib.	E. & W. Vib.	U. & D. Vib.	Resultant Vib.
I	5	5	5	5	1.80 ₃₆₂	1.82 ₂₆₂	1.70 ₈₂₁	1.63 ₃₄₁
II	7	7	7	7	1.68 ₁₅₈	1.59 ₀₀₂	1.38 ₃₉₉	1.59 ₉₈₉
III	17	18	11	14	1.04 ₃₁₇	1.12 ₃₆₀	1.24 ₉₉₀	1.13 ₅₁₉
IV	21	24	19	19	0.89 ₉₉₈	0.99 ₅₂₆	1.14 ₆₅₇	1.11 ₅₆₆

Table III.

Basis	Factor	Variation	D. F.	Unbiased variance	Snedecor's F	F ₀₅ , F ₀₁	Significant
I	Within A groups	0.99293	11	0.090264	25.77 > 8.76 < 27.13		*
	Residual B	0.01051	3	0.003503 ₈			
	Sum C	1.00344	14				
II	A	0.73507	15	0.049005	4.50 < 8.70, 26.87		not
	B	0.03271	3	0.910903			
	C	0.76778	18				
III	A	1.39629	31	0.045042	5.10 < 8.62, 26.49		"
	B	0.02648	3	0.008826 ₇			
	C	1.42277	34				
IV	A	2.28349	42	0.054369	2.33 < 8.60, 26.40		"
	B	0.07012	3	0.023373			
	C	2.35361	45				

そして、これら指数値の相違が果して本質的なものであるかどうかは相関分析法によって検定することが出来る (第 III 表)。

これに依れば、基準 I の場合以外は何れも方向別等によって、危険率 5%, 1% 以下で母集団における指数 m の値 (母回帰係数 β) の一様性は棄却されないといえる。

Table IV.

Direction	Factor	Variation	D. F.	Unbiased variance	Snedecor's F	F ₀₅ , F ₀₁	Significant
N. & S. Vib.	A	1.43229	26	0.055088	3.54 > 2.98 < 4.64		*
	B	0.58528	3	0.19509			
	C	2.01757	29				
E. & W. Viv.	A	0.88404	25	0.035362	3.43 > 2.99 < 4.86		*
	B	0.36347	3	0.12116			
	C	1.24751	28				
U. & D. Vib.	A	1.75621	24	0.073175	1.84 < 8.64, 26.60		not
	B	0.11953	3	0.039843			
	C	1.87574	27				
Result. Vib.	A	1.33524	24	0.055635	1.13 < 3.01, 4.72		"
	B	0.18908	3	0.063027			
	C	1.52260	27				

然し乍ら、第IV表に示す如く、水平動に関する限り、基準別によって、 β の一様性は危険率 5% 以下で否定される。従って水平動を取扱う場合、基準即ち階級数を指定することが必要となる。

Table V.

Horizont. vib. & vertic. vib.					Horizontal vibration			
Basis	F	F ₀₅	F ₀₁	Signif.	F	F ₀₅	F ₀₁	Signif.
I	36.22	19.37	99.37	*	902.4	233.99	5763.7	*
II	3.46	19.40	99.41	not	19.65	236.8	5928.3	not
III	3.78	19.45	99.46	"	44.97	247.0	6189	"
IV	1.98	19.46	99.47	"	57.88	248.0	6208	"

なお第V表の結果から、基準 I 以外の組分けの場合には水平動に関しては、東西動、南北動何れを採用するも β の一様性は否定されることが分る (危険率 5% 以下)。

§ 4. $\beta=1.9$ の検定

問題の指数 m が主たる統計的意味を有するのは微弱小地震に関し成立する石本飯田の統計式から、Gutenberg と Richter が導いたエネルギーとその頻度の関係式⁶⁾を、誘導し得る点に在り、その数値的根拠は $m=1.9$ と置く所に在る。今 $\beta=1.9$ を検定して見よう、その結果は第 VI 表の如く、基準 II による階級数の場合、水平動に関しては、母集団における指数値 $\beta=1.9$ は危険率 5%, 1% 以下で棄却されないこととなる。

Table VI.

Direction	Basis	m	S_m (Stand. Dev. of m)	$t = \frac{m-1.9}{S_m}$	t_{05}	t_{01}	Significant
N. & S. Vib.	I	1.80 ₃	0.451		0.215 < 3.182,	5.841	not
	II	1.68 ₁	0.228		0.961 < 4.303,	9.925	"
E. & W. Vib.	I	1.82 ₃	0.315		0.248 < 2.776,	4.604	not
	II	1.59 ₀	0.213		1.455 < 3.183,	5.841	"
	III	1.12 ₉	0.285		2.705 < 2.776,	4.604	"
	IV	0.99 ₁	0.217		4.189 > 2.776 < 4.604		(barely) *

以上を要約するならば、石本一飯田の統計式において、最大振幅指数 m を問題とする時、水平動の場合には、南北動又は東西動の何れかを取扱えばよく、而も $\beta=1.9$ は否定されないのである。従って計算の便宜上、又主たる統計的意味からも、最大振幅に対する組分けの一基準として、筆者は Sturges の公式によって階級数を決定した後、指数の値を論じることとした。

§ 5. 阿武山における観測結果

1949 年始めから 1953 年末に亘る阿武山地震観測所の資料（固有周期 8 秒，倍率 2000 倍の Galitzin 型南北動地震計に依る）に基いて指数 m を上述の方式に従って規模別，領域別，年度別に求めた結果を次に記す。但し阿武山を中心とし P—S 1 分以内の地震群を採択した。

Table VII (A).

Richter's Scale M	The m value (in 1949)	Total frequency N	class number n
0~3	1.87 ₂₂₈	275	9
0~4	2.39 ₉₆₂	908	10
0~5	1.91 ₈₂₃	1080	"
0~6	2.09 ₇₇₁	1306	"

Table VII (B).

M	m	S_m	D. F.	t	t_{05}	t_{01}	Signif.
0~3	1.87 ₂₂₈	0.0429	8	0.699 < 2.365,	3.499		not
0~4	2.39 ₉₆₂	0.251	9	1.992 < 2.360,	3.355		"
0~5	1.91 ₈₂₃	0.355	10	0.282 < 2.262,	3.250		"
0~6	2.09 ₇₇₁	0.204	10	0.490 < 2.262,	3.250		"

Table VII (C).

Factor	Variation	D. F.	Unbiased variance	F	F_{05}	F_{01}	Signif.
A	3.41522	33	0.10349				
B	0.18580	3	0.06193	1.67 < 8.61,	26.47		not
C	3.60102	36					

Table VIII (A).

P-S	<i>m</i>	<i>S_m</i>	<i>t</i>	<i>t</i> ₀₅	<i>t</i> ₀₁	Signif.
0~10"	1.93 ₃₆₉	0.149	0.268 < 2.306, 3.355			not
0~60"	2.09 ₇₇₁	0.204	0.490 < 2.262, 3.250			"

Table VIII (B).

Factor	Variation	D. F.	Unbiased variance	F	F ₀₅	F ₀₁	Signif.
A	0.76879	17	0.05223	2.57 < 2.46, 6.208			not
B	0.01761	1	0.01761				
C	0.78640	18					

Table IX (A).

Year	<i>N</i>	<i>n</i>	<i>m</i>	<i>t</i>	<i>t</i> ₀₅	<i>t</i> ₀₁	5% Signif.	1% Signif.	1% $\beta=1.9$
1949	1306	11	2.09 ₇₇₁	0.490	2.262	3.250	not	not	is not rejected
1950	1273	11	2.13 ₁₆₁	0.891	2.262	3.250	"	"	
1951	1860	12	2.25 ₇₁₇	2.156	2.228	3.169	"	"	
1952	1484	12	2.09 ₄₅₀	2.378	2.228	3.169	*	"	
1953	2079	12	1.99 ₀₈₇	0.783	2.228	3.169	not	"	

Table IX (B).

Factor	Variation	D. F.	Unbiased variance	F	F ₀₅	F ₀₁	Signif.
A	2.02899	47	0.043170	2.94 < 5.71, 13.71			not
B	0.05883	4	0.014708				
C	2.08782	51					

以上の結果から

i) 各規模別によっては母集団における指数値 1.9 を否定することは出来ないし (第 VII 表 (A), (B)), その一様性さえ否定することは出来ない (第 VII 表 (C)). (危険率夫々 5%, 1% 以下).

ii) 又観測する震源群領域の広狭によっても, i) と同様のことがいわれる (第 VIII 表 (A) (B)). 従って最初設けられた様な微弱小地震についてという但書は必要でなく, 要するに有限領域内の地震群について考慮されればよい.

iii) 更に 1949 年 1 月始めから 1953 年 12 月末までの 5 ケ年の資料につき, 各年度毎について検定した結果も全く同様であって, $\beta=1.9$ 並にその一様性は否定出来ないこととなった (危険率 1% 以下). 唯 1952 年については, 危険率 5% で $\beta=1.9$ が否定されるけれども, これは 3 月中旬頃の大聖寺沖地震以後地震計の感度が急激に低下したため, その恢復時までの (3 月中旬~6 月末) 資料を欠くためと思われる.

終りに本研究に際し、終始御懇篤なる御指導を賜った恩師佐々憲三教授に厚く感謝致します。
なお貴重な資料を提供下さった阿武山地震観測所の北村俊吉氏の御厚意を深謝します。

文 献

- (1) M. Ishimoto and K. Iida; Bull. Earthq. Res. Inst., 17 (1939).
- (2) Geophysical Inst., Kyoto University: Geophysics, 1 (1937).
- (3) H. A. Sturges; Journal of the American Statistical Association, 21 (1926).
- (4) G. Taguchi; Quality Control, 2, No. 9, (1951).
- (5) R. A. Fisher; Statistical Methods for Research Workers, (1950).
- (6) B. Gutenberg and C. F. Richter; Seismicity of the Earth, (1949).
- (7) T. Asada, Z. Suzuki and Y. Tomoda; Bull. Earthq. Res. Inst., 29 (1951).

阿蘇火山の地盤變動に就いて (第1報)

京大理学部阿武山地震観測所 吉 川 圭 三

(昭和 29 年 5 月 25 日受理)

On the Crustal Movement of Volcano Aso (Part 1)

Keizō YOSHIKAWA

Abuyama Seismological Obaervatory, Kyoto University

Geophysical Institute, Kyoto University.

(Received May 25, 1954)

With a view of obtaining the relation between the volcanic activity and the crustal movement, precise levelling along the Aso sight-seeing bus route has been carried out 7 times since 1937 to 1953.

The relative vertical displacements of the bench marks in the interval between two successive levellings are shown in Table 1 and Fig. 2. From these data the modes of the crustal movement are discussed, and are correlated to the mean values of the amplitudes of the 1st volcanic micro-tremors which are recorded by Wiechert's seismograph in Aso Volcanological Laboratory.

阿蘇火山における火山活動と、それに伴う地盤變動との関係を調べるために、昭和 12 年以来中央火口附近の精密水準測量が 7 回繰返し実施されてきた。此処に之迄の結果に就て報告し、火山活動の消長と地盤の昇降との関係について検討する。

昭和 12 年、熊本県阿蘇郡黒川村坊中にある標石 1896 号より、登山バス道路に沿って中岳第一火口に至る約 17 杆の間に、約 1 杆毎に水準点が特別に京都大学によって埋設せられた。(第一図参照)

之等の水準点を追って実施された水準測量の期間及び測定者は次の通りである。

第一回 昭和 12 年 10 月 14 日——11 月 5 日 佐々憲三、林一

第二回 昭和 13 年 10 月 8 日——10 月 23 日 佐々憲三、林一

第三回 昭和 14 年 10 月 3 日——11 月 8 日 陸地測量部

第四回 昭和 16 年 2 月 1 日——3 月 10 日 陸地測量部

第五回 昭和 17 年 5 月 26 日——7 月 18 日 陸地測量部

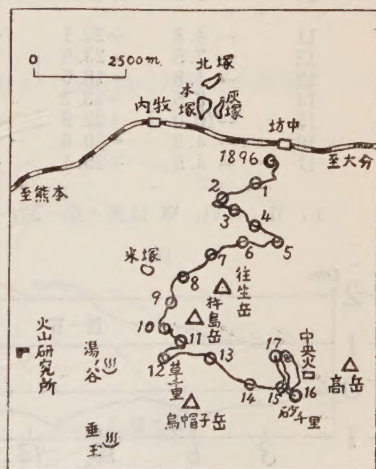


Fig. 1. Map of levelling route and position of bench mark.

第六回 昭和 26 年 8 月 13 日——9 月 14 日 藤本正己 吉川圭三

第七回 昭和 28 年 7 月 26 日——8 月 21 日 吉川圭三

測量に使用した器械は Zeiss の A 型精密水準測量儀と 3 米のインバール製標尺である。測量方法は陸地測量部に於て施行せられていた一等精密水準測量法に準拠し、各水準点間の往復測量を行った。その往復差は何れも 2 耗以下である。

今標石 1896 号を不動と見做した場合、昭和 12 年の各水準点の標高及び各測量間に生じた垂直変化量は第一表に示す如くで、之を図示したものが第二図である。

第 一 表

標石番 号	II—I	III—II	IV—III	V—IV	VI—V	VII—VI	昭和 12 年標高
	mm	mm	mm	mm	mm	mm	m
1896	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1	- 0.6	+ 3.9	-0.5	+0.5	- 6.0	- 2.5	39.8197
2	- 2.5	+ 6.8	+4.1	-4.6	-16.2	- 2.9	94.3267
3	- 3.5	+ 9.3	+2.3	-3.2	-26.3	0	138.1605
4	- 3.3	+10.5	+4.6	-4.9	-27.4	+ 2.9	173.3116
5	- 4.6	+10.4	+5.5	-5.6	-33.1	+ 3.8	225.6823
6	- 5.1	+13.2	+7.5	-6.6	-37.2	+ 3.2	289.9510
7	- 3.2	+13.6	+7.7	-6.8	-45.0	+ 3.3	345.2481
8	- 1.9	+13.9	+8.1	-5.4	-59.5	+ 7.9	397.3847
9	- 2.4	+14.6	+6.3	-4.6	—	—	431.6407
10	- 3.5	+17.7	+5.0	-4.7	-82.9	+ 9.7	507.0279
11	- 4.8	+22.1	+3.6	-6.8	-84.3	+10.3	587.5626
12	- 7.5	+23.5	+5.2	-7.6	-64.7	+10.0	614.9090
13	- 4.8	+18.6	+5.2	-7.1	-87.9	+ 9.0	569.4861
14	- 3.5	+23.3	0	+0.4	-88.1	+11.4	632.1252
15	-10.0	+22.9	-5.3	+2.3	-53.7	+10.6	705.6178
16	- 4.2	+20.6	+7.1	+9.4	-82.1	-11.1	704.5701
17	- 4.5	+25.1	-6.2	+2.8	-94.3	- 9.5	735.6810

I, II.....VI, VII は夫々第一回, 第二回,第六回, 第七回測量時の標高。

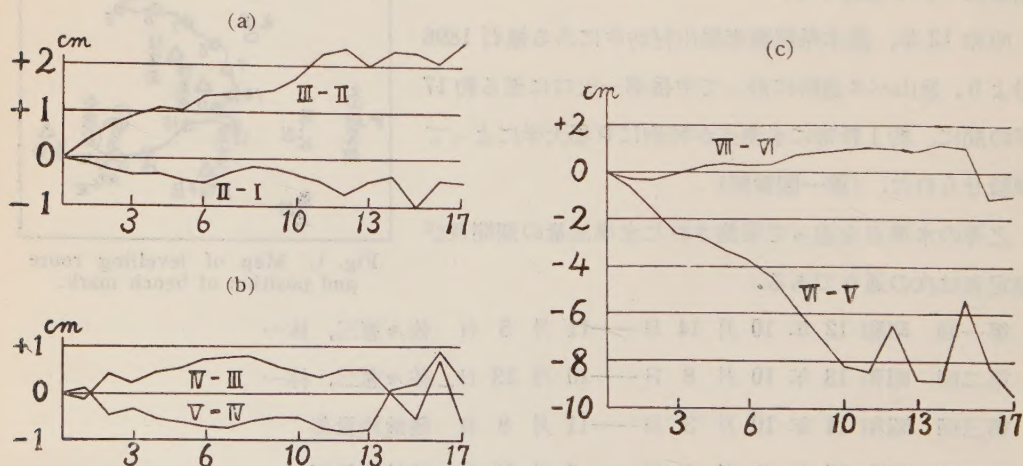


Fig. 2. The relative vertical displacements of B. M. in the interval between two successive levellings.

之等の図を見る時、昭和 12 年から 13 年の間は全般的に地盤は沈降を示し、標石 15 号は 1 糎沈降し、標石 16 号及 17 号即ち砂千里及び第一火口附近共に 4~5 糎程沈降していた。所が昭和 13 年から 14 年にかけては、前とは逆に全般的に地盤は隆起し、第一火口及び砂千里で 2~2.5 糎程の隆起を示した。昭和 14 年から 16 年の 2 年間に於ては、之迄と変動の様子が異り、標石 13 号迄は前回に引続き隆起を示したが、標石 15 号及び 17 号即ち中央火口の西部が沈降し、南部の砂千里に於ては前回同様隆起を続けていた。昭和 16 年から 17 年の間は、前回と丁度沈降と隆起が逆になり、只砂千里丈が相変らず隆起を続けていた。昭和 12 年から 17 年迄の間の地盤変動は以上の如く、昭和 14~16 年を境に変動の様式を変えているが、第一火口附近に於ては沈降と隆起を交互に繰返えし、砂千里に於ては昭和 13 年以後隆起を続けて来た。併し之迄の変動量は最高で 2.5 糎程であった。昭和 17 年以後戦争による混乱期となり一時中絶されていたが、昭和 26 年 9 年振りにて第六回測量を実施した所が、全般的に著しい沈降を示し、第一火口に於て 9.4 糎程も沈降し、昭和 17 年まで隆起を続けていた砂千里も 8.2 糎も沈降していた。此処に於て特に目立つ事は、第一火口から約 3 軒西北方にあ
オウシヨウ キシマ
 る往生岳と杵島岳の周りに於て著しい沈降度を示した事である。昭和 28 年 4 月に死者をも出した相当な噴火があったので、同年 7 月に第七回測量を実施した所が、前回に著しい沈降度を示した往生岳杵島岳の周りに於て 1 糎程回復していたが、第一火口及び砂千里は相変らず沈降を続け前回の測量より 1 糎程低くなっていた。

次に以上の如き水準測量の結果から得られた地盤の変動と火山活動の消長との関係について調べてみた。火山活動の消長を表わす一つの手掛りとしては、佐々によって第一種火山微動¹⁾と名付けられている週期 0.8~1.5 秒を有する火山微動の振幅の変化がある。そこで第一火口から西方約 7.3 軒の所にある京都大学阿蘇火山温泉研究所内に設置されている Weichert 地震計に記録された第一種火山微動の振幅の年平均値を求め、之と各水準点の各測量年次における標高の変化との関係を求めた。この結果は第三図に示された如くで、大体に於て火山活動が旺盛であると地盤は隆起し、静まっている時は沈降する傾向があり、特に標石 15 号に於てこの傾向がよく対比されている。昭和 17 年以来火

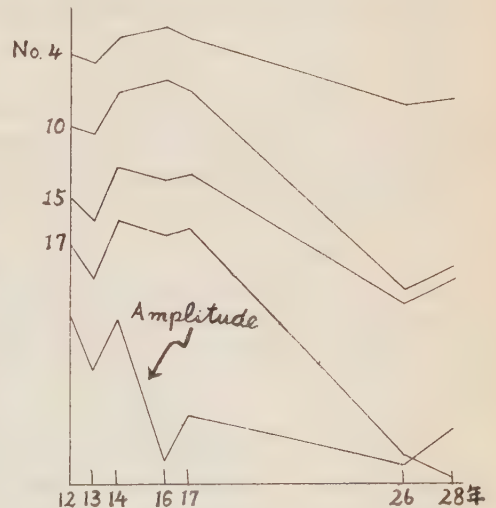


Fig. 3. The relation between the mean values of the amplitudes of the 1st volcanic micro-tremors and the variation of the height of each B.M. in each levelling time.

山微動は殆んど記録されておらず、17年から26年の9年間に生じた全般的な著しい地盤の沈降は火山活動が久しく静まっていたため、昭和28年初め頃からの活動再開によって一部に於て少し地盤の隆起を見せたものと考えられる。

最後に資料及び色々と御指示を与えて下さった佐々教授と藤本正己氏に感謝の意を表すと共に、過去7回に亘る水準測量に従事なされた方々の御苦勞に対し厚く御礼申し上げます。

文 献

- 1) K. Sassa: Micro-Seismometric Study on Eruptions of the Volcano Aso Memories of the College of Science Kyoto University Vol. XIX No. 1 1936.

地震の時間間隔の分布, 及び之と地震動の最大 振幅の分布との関係に関する統計的記述

東京大学理学部地球物理学教室 友 田 好 文

(昭和 29 年 6 月 4 日受理)

Statistical Description of the Time Interval Distribution of Earthquakes and on its Relations to the Distribution of Maximum Amplitude

Yoshibumi TOMODA

Geophysical Institute, Faculty of Science, Tokyo University.

(Received June 4, 1954)

Usual method for studying earthquake phenomena as statistical time series is to investigate the variation of number of earthquake occurrences in a prescribed time interval, say hour; month etc.. Another method, i.e. of investigating the mode of distribution of the time intervals of consecutive earthquakes has been adopted by a few writers. Which method of these is more adapted for the study of earthquake occurrence is a problem which depends on the nature of earthquakes, and at present neither can be neglected.

In this paper, the frequency distribution of the time interval between consecutive earthquakes and its relation to the distribution of maximum trace amplitudes of earthquake motions has been statistically investigated.

The results obtained are as follows.

(1) Time interval (τ) distribution of consecutive earthquakes is empirically expressed by the formula $f(\tau) = k\tau^{-p}$ for the earthquakes which occurred in swarms as volcanic earthquakes or as after shocks. This means that the occurrence of these earthquakes are not at random unlike in the case of usual conspicuous shocks which occur at interval of more than 1 or 3 days.

(2) The formula on the time interval distribution mentioned above is quite similar to what is called Ishimoto-Iida's formula; i.e. the distribution of maximum trace amplitude of earthquake motions at an observation position is expressed by the formula $\phi(a) = ka^{-m}$. This is quite a remarkable fact worth noticing.

(3) The relation between two quantities p and m is empirically described as $p = \frac{m+1}{2}$. This means that the time interval distribution and the distribution of "square of maximum amplitude" obey the same distribution law. This relationship is verified for earthquakes which occurred in swarms at volcano Asama and for after shocks of destructive earthquakes which occurred in Tango and Fukui districts.

(4) It is also verified that the formula for the time interval and for the maximum

amplitudes holds well even in the case when the period considered is rather short as 1 day or so, provided that the number of occurrence of shocks is large enough, say more than 200 or more. In this case, however, the relation between p and n (or m) is no more so evident as that is obtained by the data covering long period of about one year.

(5) It is perhaps plausible to think that, after a long time interval, the shock having large energy proportional to the time interval is expected, or that after a shock having large energy, a long time interval proportional to it is expected. If this is actually the case, a good correlation between the time interval and the maximum amplitude must be expected. In order to verify this, correlations between τ and a were investigated. It is found that things are not so simple, no correlation being found between these quantities. It is found that these two quantities are statistically independent.

(6) As it is reasonably conceivable that the time interval and maximum amplitude are subjected to various sorts of distortions, when observations are carried out at a position far distant from the origin region. Therefore, the correlation between these two quantities may become more and more obscure according to the distance from the origin region, even if a good correlation does actually exist there. Can we then expect a good correlation to exist at the origin region? In order to investigate this, the relation has been investigated regarding the volcanic outbursts of Volcano Mihara, observations being carried out at the nearest approachable point from the crater. But the results obtained are obscure and we can hardly say anything definite about this problem, leaving much to be investigated in the future.

§1. 結 論

時間的にみた地震の起り方に関する統計は、考える期間を或る一定の長さの等期間に分割し、その区間の中に発生した地震の数を変数として議論されているのが普通である。これに対して相次いで発生する地震の時間間隔に関する統計的研究は比較的少い。之等の方法、或いは他の方法のなかで、どれが最も有力な方法であるかということは、簡単には決定することができない問題である。現在においては、それ等の何れの方法も無視することはできない。

相次いで発生する地震相互の時間間隔は、最も取扱いが簡単な統計量の一つである。この量の分布についての最初の研究は、浅間の火山地震および、日本近海に発生した地震の資料を基として Terada¹⁾ によって行われた。時間間隔の分布が統計的に何を意味するものであるか、又何を与えるものであるか、という問題については Watanabe²⁾ によって極めて明解に述べられている。またこの Watanabe の論文には、関東地方に発生した有感地震の時間間隔の分布についての記述がある。更に Yamaguchi³⁾ によって行われた研究は、広範囲に亘る資料にもとづいたものである。

之等の結果を一言にしていえば、世界各地に時折発生する大規模な地震、或いは日本近傍に発生する有感地震等、の起り方は、第一近似として偶発的である。即ち、時間間隔 τ の分布

曲線は $e^{-\lambda\tau}$ (λ は常数) によって表はされるものであって、一つの地震が発生し、それ以後、次の地震がいつ発生するかは、前の地震からの経過時間に無関係である。このような場合には、時間間隔を測る原点を、地震発生直後から測ろうと、任意の時から測ろうと、分布は同じである。⁴⁾

もしこのように考えるならば、「地震の発生は、放射性物質の崩解の場合と同じように、全く偶発的である」ということ以上の何等の知識も得られない。しかしながら、もし実際に得られた時間間隔の分布が、指数分布と有意義な差をもつならば、これは更に立入って研究すべき問題であるに違いない。偶発と考えた場合との差の最も著しいのは、短い時間間隔をもって発生する地震である。火山地震、或は余震等がそれである。これ等の地震の時間間隔の分布に於ては、短い時間間隔をもって発生する地震の回数が、指数分布から期待される発生回数よりも著しく多いのである。

本論文においては、火山地震、或いは大地震に伴う余震の資料をもととし、時間間隔の分布をしらべ、更に又、之と地震動記象の最大振巾の分布との関係を調べたものである。

§ 2. 時間間隔に関する分布法則

時間間隔の分布について、どのような分布曲線が良くあてはまるであろうか？ 之が第一の問題である。

世界の大地震、或は、日本近傍の有感地震等の中、1~3 日程度以上隔った時間間隔で発生する地震は、指数分布に従う。即ち時間間隔 τ の頻度分布は緒論で述べたごとく $f(\tau) = be^{-\lambda\tau}$ で表わされる。Fig. 1, 2 は、Terada, Watanabe の結果を図示したものであって、横軸は時間間隔、縦軸は頻度の対数である。資料は、夫々金華山沖から、伊豆に到る海底に震源をもつ地震、及び東京における有感地震である。

このような指数分布が適当でないと思われるのは、(Fig. 3) 一つの地震の発生以後 1~3 日以内に続いて発生する地震である。その最も良い例は、火山地震、或は、大地震に伴う余震などである。これ等の地震は、時間間隔も非常に短く、又、地震の大きさも非常に小さいものを含んでいる。時間間隔の短い部分は、前に発生した地震の尾部によってかくされてることもありうるし、或いは又、地震計の感度が充分でない為に、小さい地震には観測もれがあることもありうる。これらのことを考えて、実際に得られた分布のうち、時間間隔の小さい方をもし無視するならば、この分布を表すには次のような分布曲線が考えられる。その一つは、時間間隔 τ の対数即ち $\log \tau$ が正規分布をする¹⁵⁾と考えるものであり (Fig. 4)、他は $k\tau^{-p}$ (k, p は常数) の型のものである。これ等の中の何れであるかを、単に分布曲線当てはめの問題として決めることは殆ど不可能であり、又、物理的理由から決めることはなお更むずかしい。

最近の洗練された観測の結果に依れば、地震計の倍率を高くすればする程、それだけ、小さい地震が数多く観測されるものである。⁶⁾ この事実が、この種の統計的取扱を非常に複雑にするのであるが、もし、高倍率地震計に依る観測が充分な精度をもって行われるならば、実際の

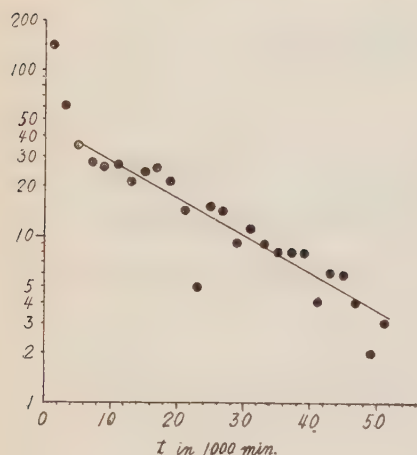


Fig. 1. Time interval distribution of earthquakes which originated within a submarine zone extending from Kinkazan to Izu. (after T. TERADA)

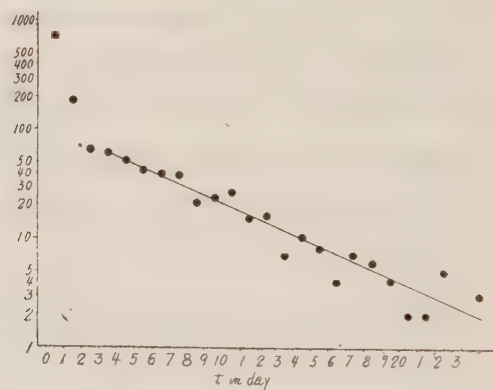


Fig. 2. Time interval distribution of earthquakes felt at Hongo (Tokyo) during the period from Jan. 1 (1924) to Aug. 31 (1935). (after Watanabe)

Fig. 1 and 2. Time interval distribution is empirically expressed by the formula $e^{-\lambda\tau}$, if we neglect τ 's below 1~3 days.

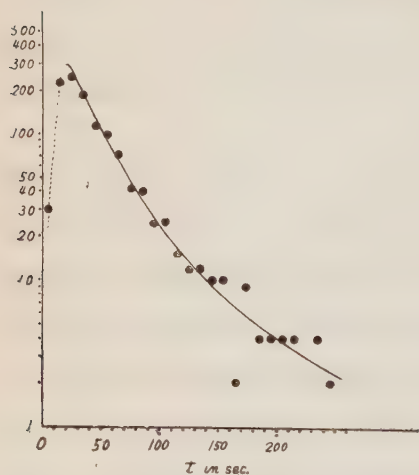


Fig. 3. Time interval distribution of volcanic earthquakes observed at Asamayama during the period July 5~6 (1953). The distribution is no more expressed by $e^{-\lambda\tau}$, showing the existence of remarkable time after effect.

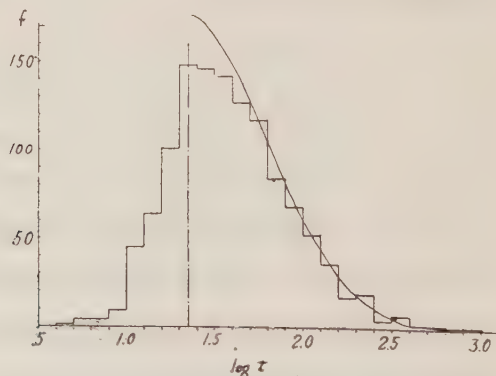


Fig. 4. Distribution of logarithm of time interval for the same data used in Fig. 3. (T. TERADA)

分布が τ の或る値に対して頻度の極大値を果してもつかどうか明らかにされ、従って $k\tau^{-p}$ の分布曲線の適用範囲も決定され問題 1 に対する明らかな答が得られるであろう。

この事情は、放射性物質の崩解などにおいて、測定器の感度を充分高くし、大小もれなく数を数えることができるのと大部異つてゐるのである。

以下においては、時間間隔の分布として、 $k\tau^{-p}$ の型の分布曲線を当てはめて記述する。後に示す多くの実例のように、この分布曲線は、極めてよく適用できるものである。

用いた資料は、F. Omori⁹⁾ によって測定された浅間山の火山地震、及び、北丹後、福井地方に発生した破壊的地震に伴う余震の資料 (表 1) である。これ等の資料

表 1

浅間山火山地震	June 25~Oct. 20 (1911)
"	June 21~24; July 5~8; Aug. 3~15; Aug. 27~28; Aug. 31~Sep. 2 (1913)
北丹後烈震に伴う余震	March 7~Aug. 30 (1927)
福井地震に伴う余震	June 28~July 28 (1948)

時間間隔の分布を調べるために使用した地震資料、最大振幅の分布も略同じ資料に依る。

によって求めた時間間隔の分布を Fig. 6~Fig. 9 に示す。図において、横軸は、相次ぐ地震の時間間隔、縦軸は、時間間隔 τ が τ と $\tau+d\tau$ との間に落ちる頻度であり、両軸共対数尺度に依って表わしてある。これ等の図を見れば、 τ の分布曲線として

$$f(\tau)d\tau = k\tau^{-p}d\tau \dots\dots\dots (1)$$

(k, p は常数)

が良い近似で成り立つものであることがわかる。

§ 3. 時間間隔の分布と、最大振幅の分布との関係

地震動記象の最大振幅の分布については、所謂石本一飯田の式⁹⁾がよく成り立つことが知られている。即ち、地震動記象上の最大振幅が a と $a+da$ の間に落ちる地震の発生頻度を $\psi(a)da$ とすれば

$$\psi(a)da = k'a^{-m}da \dots\dots\dots (2)$$

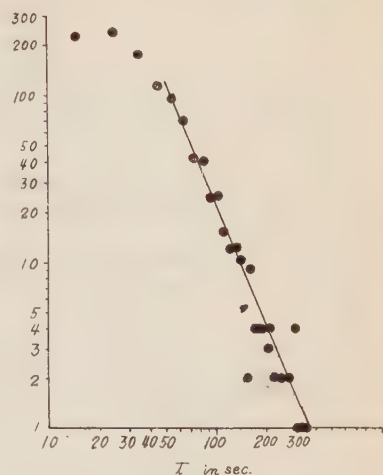


Fig. 5. Time interval distribution, displayed using logarithmic scales of τ and of frequency of occurrence. Data is the same one that is used in Fig. 3 or 4.

Fig. 6

Fig. 7

Fig. 8

Fig. 9

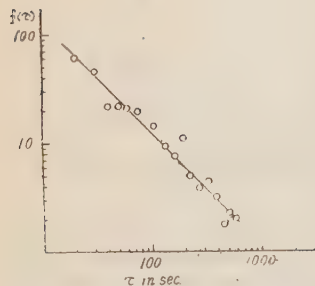


Fig. 6. Volcanic earthquakes observed at Asamayama during the period from June–Oct. (1911)
 $p=1.04$

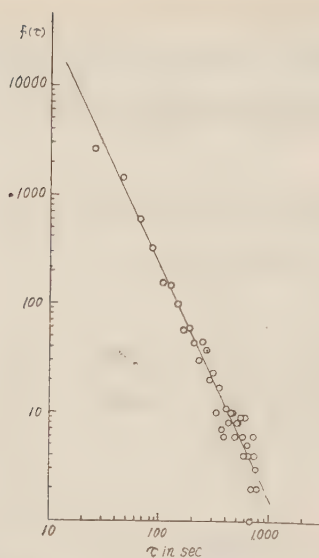


Fig. 7. Volcanic earthquakes observed at Asamayama during the period from June–Oct. (1913).
 $p=2.14$

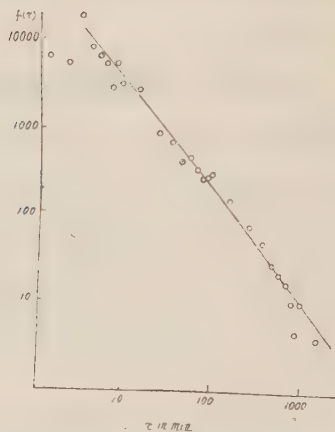


Fig. 8. After shocks of earthquake occurred in Tango district.
 $p=1.23$

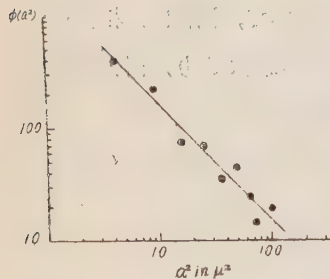


Fig. 10. The data used is the same one that is used in Fig. 6.
 $n=1.03$

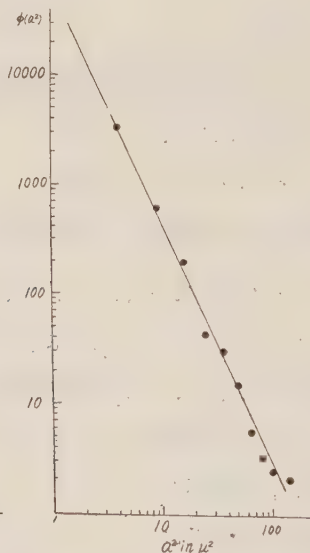


Fig. 11. The data used is the same one that is used in Fig. 7.
 $n=2.18$

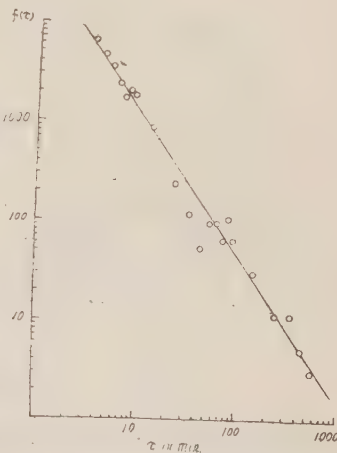


Fig. 9. After shocks of earthquake occurred in Fukui district.
 $p=1.48$

Fig. 6~9. Frequency distributions of time interval of successive earthquakes. These graphs show that the time interval distribution can fairly well be expressed by the formula $k\tau^{-p}$ (where k and p are constant).

Fig. 10 and 11. Frequency distribution of square of maximum amplitude of earthquake motions.

が成り立つものである。もし最大振巾の二乗が地震の energy の第一近似であると考えらるならば、その分布は

$$\phi(a^2)d(a^2)=k(a^2)^{-\frac{m+1}{2}}d(a^2)=k(a^2)^{-n}d(a^2) \dots\dots\dots (3)$$

となる。

時間間隔の分布を求めたのと同じ資料について、最大振巾の二乗の分布を、Fig. 10, Fig. 11. に示す。(2) 或は (3) の分布が、時間間隔の分布と同一型の分布曲線であるということが第二に問題となる点である。

次に、之等の分布曲線を表わす、一つの常数 p 、及び n (或は m) の関係をしらべたものを表 2 に示す。この表に示されたように、 p 及び n の値は極めてよく一致している。() を

表 2

	浅間山火山地震 (1911)	浅間山火山地震 (1913)	福井地震に供う余震	北円後烈震に供う 余震
p	2.14 ± 0.63	1.04 ± 0.10	1.48 ± 0.04	1.23
n	2.18 ± 0.11 (2.2)	1.03 ± 0.02	(1.45)	(1.43)
m	3.4		$1.9^{(10)}$	1.86

$$\text{分布曲線} \begin{cases} f(\tau)=k\tau^{-p} \\ \phi(a)=k'a^{-m} \\ \phi(a^2)=k(a^2)^{-n} \\ n=\frac{m+1}{2} \end{cases} \quad \text{の常数 } p, n \text{ の関係}$$

したものは、 $n=(m+1)/2$ の関係を用いて m の値¹⁰⁾ から、求めた n の値である。この結果から、時間間隔の分布と、最大振巾の二乗の分布は殆んど同一の分布法則に従うものであることが示される。何故このような関係が得られるのか、之が第三に問題になる点である。

これらの結果は、比較的長期間に亘る資料を用いて得られたものである。しかし、この長期間を幾つかの小期間に分けた場合でもなお、前記の諸式 (1), (2), (3) 或は諸関係が成り立っているかどうか？これを調べたものを Fig. 12~Fig. 21, 表 3, に示す。資料は上記の浅間山火山地震のものである。全期間を 6 つの期間に分けてしらべたが、之等の分割された期間においても、前記の時間間隔の分布、及び最大振巾の分布に関する分布法則が成り立つことは前と同様である。

但し、

1) p 、或は n の値は期間により明らかに違った値をもっている。之が第 4 に問題となる点である。¹¹⁾ 一般に変数 x の無限母集団分布 $f(x)dx=\alpha x^{-\beta}dx$ を考え、之から取りだされる x の大標本分布をつくった場合を考える。もし標本分布が、 $f(x_s)dx_s=\alpha'x_s^{-\beta'}dx_s$ という分布を

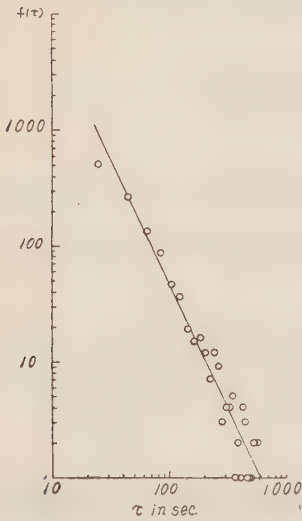


Fig. 12. Time interval distribution.

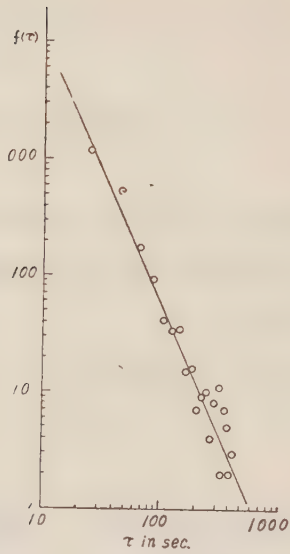


Fig. 13. Time interval distribution.

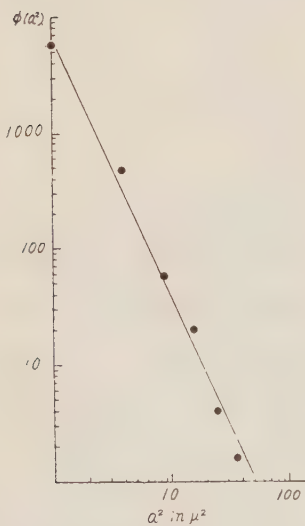


Fig. 17. Distribution of square maximum amplitude.

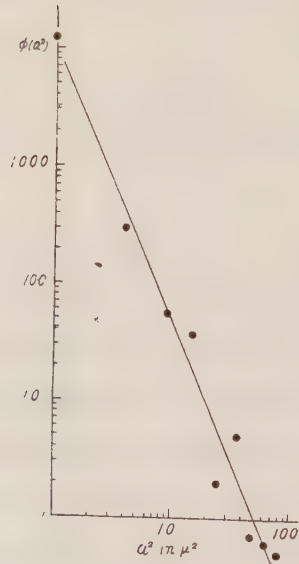


Fig. 18. Distribution of square maximum amplitude.

するならば、之は $\beta = \beta'$ の場合に限られるはずである。従って $\beta \neq \beta'$ であると主張することは、数理的矛盾である。¹²⁾ このことは、経験的に得られた分布式が近似式であって、大標本から推定されたところの物理的内容をもつ分布式でないことを物語るものではないかと考えられる。

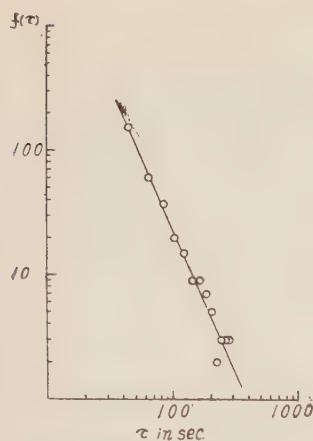


Fig. 14. Time interval distribution.
Aug. 27~28 $p=2.31$

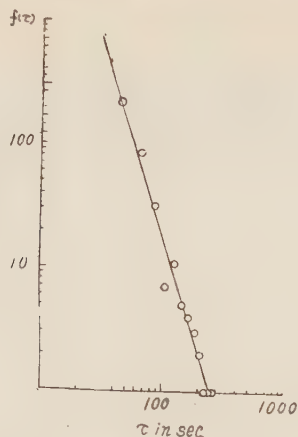


Fig. 15. Time interval distribution.
Aug. 31~Sep. 2 $p=3.15$

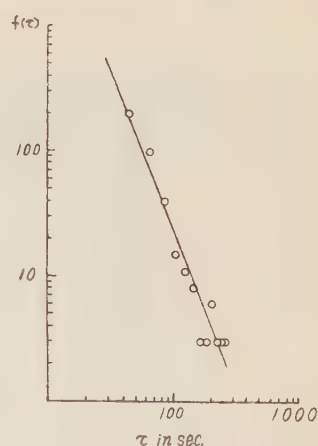


Fig. 16. Time interval distribution.
Oct. 15 $p=2.57$

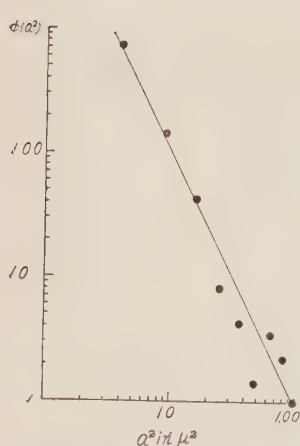


Fig. 19. Distribution of square of maximum amplitude.
 $n=2.06$

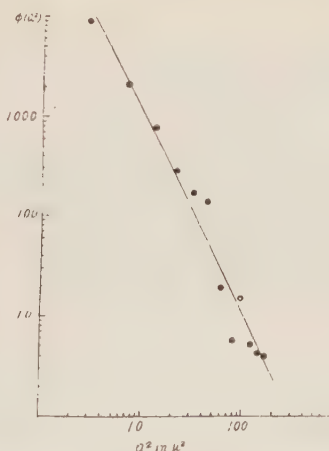


Fig. 20. Distribution of square of maximum amplitude.
 $n=2.22$

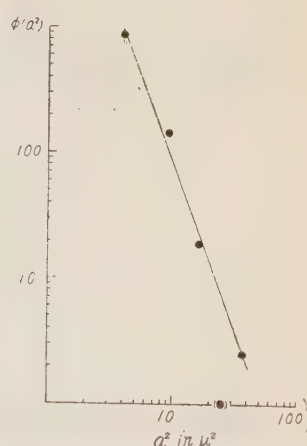


Fig. 21. Distribution of square of maximum amplitude.
 $n=2.71$

Fig. 12~21. In the case of volcanic earthquakes at Asamayama, total period (from June—Oct. 1913) is divided into 6 periods and the distribution of time interval and of maximum amplitude were investigated for each period.

表 3

期間	June 21~24	July 5~8	Aug. 3~15	Aug. 27~28	Aug. 3~ Sep. 2	Oct. 15
p	1.54 ± 0.1	2.16 ± 0.09 (Fig. 11)	2.21 ± 0.08 (Fig. 12)	2.31 ± 0.09 (Fig. 13)	3.15 ± 0.11 (Fig. 14)	2.57 ± 0.15 (Fig. 15)
n	2.97	2.25 ± 0.08 (Fig. 16)	2.33 ± 0.18 (Fig. 17)	2.06 ± 0.12 (Fig. 18)	2.22 ± 0.10 (Fig. 19)	2.71 ± 0.11 (Fig. 20)

浅間山火山地震において、全期間を6つの期間に分け、それぞれの期間につき、時間間隔の分布、及び最大振幅の分布をしらべ、之等の分布曲線を表す常数の値を夫々の期間について求めたもの。

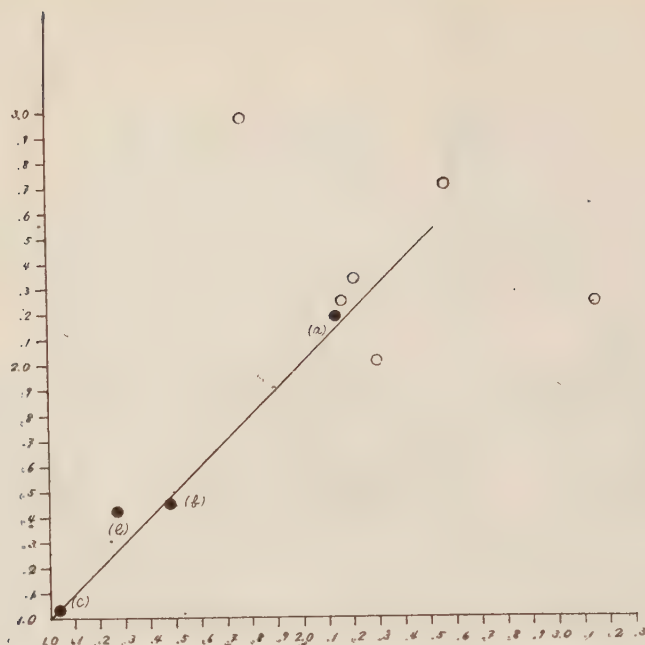


Fig. 22. The relations between two quantities p and n .
 (a).....Volcanic earthquakes at Asamayama during the period from June to Oct. (1913)
 (b).....After shocks of Fukui earthquake.
 (c).....Volcanic earthquakes at Asamayama during the period from June—Oct. (1911).
 (d).....After shocks of Tango earthquake.
 ○ $p=n$ relations in the cases shown in Fig. 11~21.

(2) $p=n$ の関係は、期間によって必ずしも充分には満足されていない。(Fig. 22)

§ 4. 時間間隔と最大振幅との相関 1.

時間間隔の分布と最大振幅の分布とが一致するという事実(問題 2, 3)を説明するために、最も簡単に考えられることは、大きな地震があったときは、その前、或いは後の地震との間の時間間隔は長く、小さい地震の前後の時間間隔は短い、という考えである。実際の場合果してこのようなことになっているであろうか。これを調べるために、最大振幅 a と、それを与えた地震の一つ前の地震との間の時間間隔との相関、及び、一つ後の地震との間の時間間隔との相関を調べた、之等つの場合の相関表を表 4 a, b に示す。一般には之等の関係は相関係数によって表現される。併しながらこの場合のように、二変数が正規分布とはちがった分布をなしている場合(平均値が殆どその有用な意味をもたない場合)においては、普通の方法によって相関係数を求めることは殆ど無意味である。このような場合は次のような方法が用いられる。即ち、一般に二変数 X, Y の一方の変数 X を $X_1, X_2, \dots, X_i, \dots$ に階級分けし、 X の各級 X_i における Y の分布が X の級分けによって異なるかどうかによって相関、無相関を調べることができる。¹³⁾ 今

表 4 (a)

time interval in max. sec. amp. in μ	0	50	100	150	200	250	300	350	400	450	500	550	600	650	700	750	800	850	900	950	1000
	49	99	149	199	249	299	349	399	449	499	549	599	649	699	749	799	849	899	949	999	↓
1	675	245	75	32	20	11	7	5	4	3	5	2		2	2		2			1	8
2	113	46	11	3	3	1	1		1												
3	17	9	1	1	1			1													
4	7	5	1	1	1																
5	3	1																			
6	2																				

最大振幅 a の地震のすぐ後に何秒 (τ sec) 無震状態が続くかを表す。 a と τ との相関表。
資料 浅間火山地震 July 5~8 (1913)。

表 4 (b)

time interval in max. sec. amp. in μ	0	50	100	150	200	250	300	350	400	450	500	550	600	650	700	750	800	850	900	950	1000
	49	99	149	199	249	299	349	399	449	499	549	599	649	699	749	799	849	899	949	999	↓
1	665	258	70	32	22	12	7	6	3	3	4	2		1	2		2			2	9
2	122	36	12	3	2				1		1			1			1				1
3	18	7	3	1	1		1		1												
4	11	3	1	1																	
5	3	1																			
6	1		1																		

無震状態が τ sec. 続いた後には、どの位の振幅の地震が起るかを表す。 τ と a との相関表。
資料 浅間山火山地震 July 5~8。

の場合に、最大振幅によって階級分けをすると、その級分けによって時間間隔の分布が変わるかどう、又時間間隔によって級分けをすると、その級分けによって最大振幅の分布が変わるかどうかを調べた。(Fig. 23 a, b; Fig. 24 a, b)之等の図に示されるように、 τ (或は a) の級分けによっては、 a (或は τ) の確率密度は変わらない。この意味において、2つの量 a, τ は確率的に独立であり、無相関である。

§5. 時間間隔と最大振幅との相関 2.

観測の結果は、考える領域内の総ての地震を含むものではない。従って時間間隔の分布は、元領域のそれに複雑な操作をほどこした結果のものである。又最大振幅の分布も、減衰その他の複雑な操作をうけた後のものである。このような複雑な操作をうける以前の元領域においては、時間間隔と最大振幅との相関が認められるであろうか。このことを調べるために、当時(1950)盛な活動を始めた大島三原山の火山活動を利用し、次のような観測を計画した。即ち、

Fig. 23 (a)

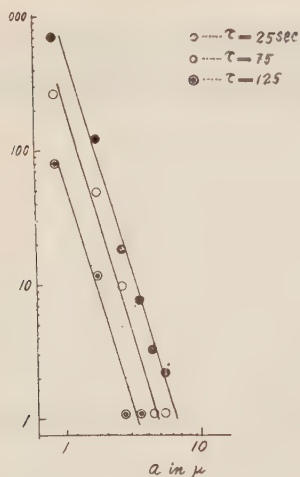


Fig. 23 (b)

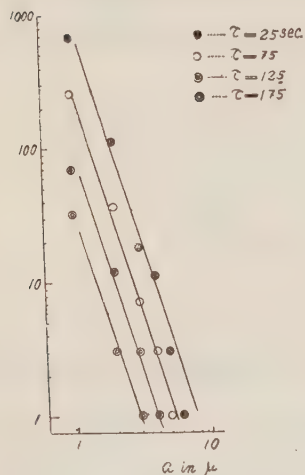


Fig. 24 (a)



Fig. 24 (b)

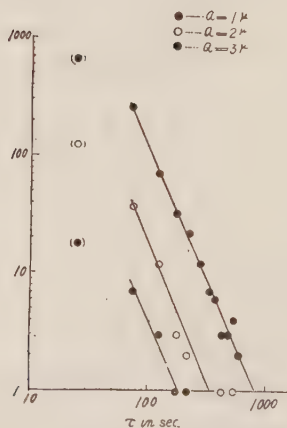


Fig. 23. Correlation between maximum amplitude and time interval to the next shock.

Fig. 24. Correlation between time interval and maximum amplitude of following shock.

Fig. 23. and 24. a) Time interval (τ) distribution is classified by maximum amplitude, showing no change in probability density of τ by classifying.

b) Maximum amplitude distribution is classified by time interval, showing no change in p probability density of a by classifying.

相次ぐ爆発音の時間間隔と噴火音の大きさとの関係を、火口の極く近傍において観測し、この相互関係が火口から遠ざかるに従って、どのように変化するかを調べたものである。資料は、1950年9月中旬、N.H.K 録音班の手に依って、Magnetic tape に録音されたものを電磁オツシロによって再現したものである。

録音した場所は、火口に一番近いところで火口からの距離は約 300 m、火口茶屋、(火口

からの距離精 600 m) 御神火茶屋 (火口からの距離約 2000 m) の三点である。録音の都合上、これら三点における観測は同時に行われたものではなく、次々に移動して行われたものである。

実験室において再現した噴火音の最大振巾、とその一つ前の噴火音との時間間隔との相関係数を計算した結果を表 5 に示す。

表 5

観測点	火 口	火 口 茶 屋	御神火茶屋
噴 火 音 総 数	329	183	32
平均無噴火時間	3.4 sec.	5.8 sec.	15.1 sec.
τ と α との相関	0.37	-0.00	0.02

この結果によると、もし、同時観測でない之等三点における観測の結果が同一母集団の資料を観測したものであると考えることがゆるされ、又三点における相異が主に噴火口からの距離の影響によるものであるとするならば、既に述べたような単純な模型がある程度支持されるであろう。しかしながら、積極的な支持を与えるためには、資料は余りにも乏しく、相関係数の値も又、予期される程大きくない。

§6. 結 び

前記の時間間隔の分布或は、最大振巾の分布についての分布曲線は、極めて特殊な型であって、他に余り例がない。このような分布を示す物理的根拠を考えるためには、又改めて立入った考察を必要とする。最も重要なものは、洗練された観測であろう。

このような特殊な分布を取扱う問題においては、変数変換によって考えられる先験確率をもつ分布に帰着させ、変換自体に物理的意味を考えようという一般的取扱^{14) 15)}がある。我々の場合にこのような取扱いをするためには、これらの分布についてのより精しい知識が必要である。又逆に変換によって、観測の不充分さを補うような分布を推定しようとするならば、その変換自体が充分な物理的根拠がなければならない。例えば、或る時に地震が発生し、それ以後 $\log \tau$ 時間たった $d \log \tau$ の間に地震を期待する確立が、 $\log \tau$ に無関係であるということによって、時間間隔の分布に対する説明がされても、その先験確率の仮定、或は、 $\log \tau$ に対する物理的根拠は薄弱であって、何ら発展的結果とならないであろう。

古来、固体の破壊現象及び火花放電の問題は、密接な関係をもちつつ発展してきた。之等は統計的な現象として殆ど同一の取扱ができるものである。しかしながら、之等の研究は殆ど実験室における一次元の現象に関するものである。地球物理の分野において我々が当面するのは、三次元の大規模な破壊であり又放電である。現に榛名山における単一雷における、放電時間間隔の分布、及び放雷に供う空間電場の変化の分布に関する統計の結果は、Fig. 25~27

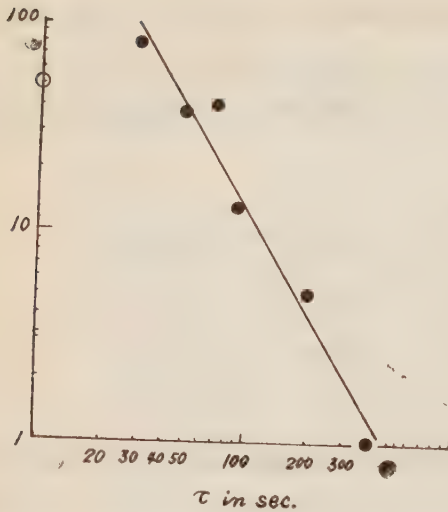


Fig. 25. Frequency distribution of time interval of successive atmospherics observed at Mt. Haruna.

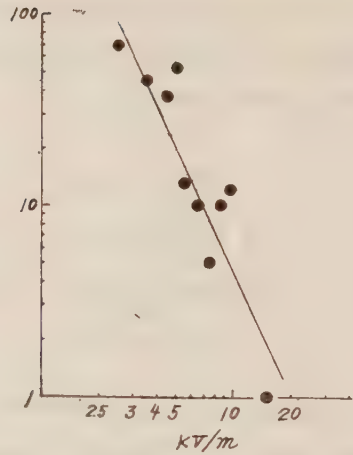


Fig. 26. Frequency distribution of change of space charge induced by atmospherics.

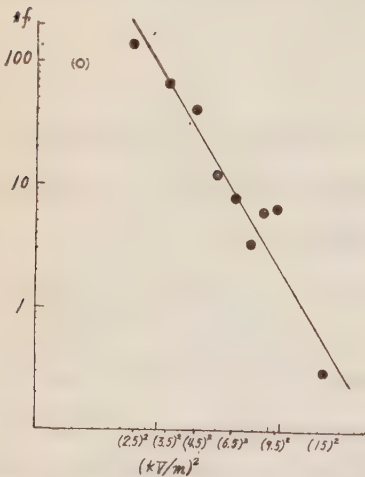


Fig. 27. Frequency distribution of square of change of space charge induced by atmospherics.

に示す如く、きわめて地震のそれと似たものである。雷の放電に伴う放電 energy の分布は、その発達期には、或る極値をもった複雑な分布であることが示されている。¹⁶⁾ そして又、このような複雑な事情は地震の場合にもあるのである。^{17) 18)} これら二つの現象が、統計的現象として同一に取扱われ、同時に研究されるならば、解決の機会も從って多いであろう。

本研究は、坪井教授、鈴木次郎氏の指導の下に行われた。又浅田 敏氏との議論に負うところが多い。榛名火山における雷の観測資料は王河 元、川野 実両氏の好意によるものである。N. H. K. 録音

班の方々には多くの無理な注文を引受けていただいた。

之等の方々に厚く感謝したい。

文 献

- (1) T. Terada "On the frequency of earthquake and allied phenomena" Proc. Tokyo Math. Phys. Soc., IX, pp. 515~522, (1918) 或は Scientific paper. by Torahiko Terada Vol. II. Iwanami syoten (1938)
- (2) 渡辺 慧「地震の偶発性と続発性と週期性」と理研イ報 15 (昭和 11) pp 1083

- (3) S. Yamaguchi "On time and space distribution of earthquakes" Bull. Earthq. Res. Inst. **11** (1933)
- (4) 伏見康次編「量子統計力学」p. 21, 共立出版株式会社 (1948)
- (5) H. Cramér, "Mathematical methods of statistics." (Princeton Univ. Press), Princeton, New Jersey (1946)
- (6) 浅田 敏・鈴木次郎「微小地震について」科学 **19** 8, 360 (1949)
- (7) F. Omori, Bull. Imp. Earthq. Inv. Com., **6** (1912-14)
- (8) 村内必要・浅沼俊夫「諏訪之瀬火山噴火観測」地震学会講演 (1954, 春)
- (9) Ishimoto and Ida, Bull. Earthq. Res. Inst. **17** 443 (1939)
- (10) 浅田 敏・鈴木次郎「福井地震の非常に小さな余震について」昭和 23 年福井地震, 調査研究速報, 日本学術会議福井地震調査研究特別委員会 (昭和 24 年 3 月)
- (11) 鈴木次郎「地震の頻度と振幅の関係について」第 2 回地震学会講演 (1948, 10 月)
- (12) C. Tsuboi "Magnitude-Frequency relation for earthquakes in and near Japan" Journal of Physics of the Earth. **1** 1, (1952)
- (13) 佐藤良一郎「無相検定法」p. 18, 東京, 中文館書店 (昭和 24 年)
- (14) 増山元三郎「脳波の推計学的取扱い方」科学 **14** 627 (1944)
- (15) 今堀克己・寿原健吉「脳波における統計的方法について」科学 **17** 2 (1947)
- (16) 畠山久尙「雷光放電の電気量」気象集誌, 第 2 輯 **22** 4
- (17) 宇津徳治「余震のエネルギーと頻度について」験震時報 **18** 2 (1953)
- (18) 宇津徳治「余震のエネルギーと頻度について」地震学会講演 (1953, 10 月)

弾性論と地球内部の弾性的性質 (I)

京都大学地球物理学教室 島 通 保

(昭和 29 年 6 月 15 日受理)

Elastic Theory and Elastic Properties of the Earth's Interior.

Michiyasu SHIMA.

Geophysical Institute, Kyoto University.

(Received June 15, 1954)

In the case of the very small strain, a , the coordinate before the deformation, has not been distinguished from x , that after the deformation. Then the difference between the density of the initial underformed state and that of the final deformed state has been neglected. But the density of the final state involves the first order of the usual strain component. Therefore the first order quantities must be considered. In the other physical quantities, too, for example, the derivative of any quantity with respect to x , the first order has been neglected. In this paper all the quantities are expressed exactly to the first order approximation, and the stress-free energy relation is derived. It is found that the first order of the strain component in the density of the final state and the derivative of the displacement with respect to x etc. is effective, and this fact is important under the extremely high pressure such as the Earth interior.

1. 序

体積弾性率 k などの弾性係数 (Modulus of elasticity) を原子論的に計算するには自由エネルギー Φ と応力 T との関係式を使う。自由エネルギーの歪テンソルによる具体的な表示が求まれば、この関係式からすぐに計算出来る。所がこれまでのいわゆる Infinitesimal theory でのこの導き方に問題があるように思われる。¹⁾²⁾ 今物体中の任意の点 a が微小変形後 $x=a+u(a)$ に移ったとし歪のテンソル成分を e_{ij} , w_{ij} とする。応力テンソルを際き全ての量を変形前の a で定めることにすると、これまでは物体が微少に歪んでいることを表示する $\partial x/\partial a \approx 1$ を無視して a と x を区分していなかった。その他微少変形後の密度 ρ も e_{ij} について一次の量を含むが l_{ij} , w_{ij} について一次までは正確に求める微少歪の理論でもこの点を考慮しながら論ぜねばならぬはずである。

2. 歪テンソル

歪、応力等はいづれもテンソル量であるから、これらは行列で表わして論ずることにする。以下直交座標系を使うこととし a , x は

$$\mathbf{x} = \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \end{pmatrix} \quad \mathbf{a} = \begin{pmatrix} a_1 \\ a_2 \\ a_3 \end{pmatrix}$$

のように表わす。変形前の線要素 $d\mathbf{a}$ と変形後の線要素 $d\mathbf{x}$ との間には次の関係式があり、物体が歪んでいれば $J \neq 1$ である。

$$d\mathbf{x} = J d\mathbf{a} \quad (1)$$

$$J = \begin{vmatrix} \frac{\partial x_1}{\partial a_1} & \frac{\partial x_1}{\partial a_2} & \frac{\partial x_1}{\partial a_3} \\ \frac{\partial x_2}{\partial a_1} & \frac{\partial x_2}{\partial a_2} & \frac{\partial x_2}{\partial a_3} \\ \frac{\partial x_3}{\partial a_1} & \frac{\partial x_3}{\partial a_2} & \frac{\partial x_3}{\partial a_3} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 1 + \frac{\partial u_1}{\partial a_1} & \frac{\partial u_1}{\partial a_2} & \frac{\partial u_1}{\partial a_3} \\ \frac{\partial u_2}{\partial a_1} & 1 + \frac{\partial u_2}{\partial a_2} & \frac{\partial u_2}{\partial a_3} \\ \frac{\partial u_3}{\partial a_1} & \frac{\partial u_3}{\partial a_2} & 1 + \frac{\partial u_3}{\partial a_3} \end{vmatrix} \quad (2)$$

ここで u_1, u_2, u_3 は変位ベクトルの成分で歪のテンソル成分とは次の関係にある。

$$e_{ii} = \frac{\partial u_i}{\partial a_i}, \quad e_{ij} = \left(\frac{\partial u_i}{\partial a_j} + \frac{\partial u_j}{\partial a_i} \right), \quad w_{ij} = \left(\frac{\partial u_i}{\partial a_j} - \frac{\partial u_j}{\partial a_i} \right) \quad (3)$$

又変形前の密度 ρ_0 と変形後の密度 ρ との間には次の関係がある。

$$\rho = (1/\det J) \rho_0 \quad (4)$$

微小歪の場合には

$$\rho = \rho_0 (1 - e_{11} - e_{22} - e_{33}) \quad (5)$$

これまではこの e_{ij} について一次の項も無視されて始めから $\rho = \rho_0$ として論ぜられていた。

3. 応力テンソルと基礎関係式の導出

今物体中の任意の点に働く単位質量あたりの体積力を \mathbf{F} とし、この物体中の任意の体積 V の境界面に働く単位面積あたりの表面力を \mathbf{f} とする。この \mathbf{f} と応力テンソル \mathbf{T} との間には

$$\mathbf{f} = \mathbf{T} \mathbf{n} = \begin{pmatrix} T_{11} & T_{12} & T_{13} \\ T_{21} & T_{22} & T_{23} \\ T_{31} & T_{32} & T_{33} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} n_1 \\ n_2 \\ n_3 \end{pmatrix} \quad (6)$$

ここでベクトル \mathbf{n} は境界面に立てた外向きの単位の法線ベクトルである。又 T_{ij} は対称テンソルで \mathbf{x} で定義される。

応力と自由エネルギーの関係式を導くには平衡条件を求めるのに使われる仮想仕事の原理を使用する。今始めの状態から e_{ij}, w_{ij} だけ変形し、この状態で釣り合っているとする。更に各点を $\delta \mathbf{x}$ だけ等温的に任意の仮想変位を起させると、体積力と表面力とによってなされる仮想仕事は、

$$\int_V \rho(\delta x)^* F dV + \int_S (\delta x)^* f dS = \int_V \rho(\delta x)^* F dV + \int_S (\delta x)^* T n dS \quad (7)$$

ここで $(\delta x)^*$ は (δx) の転置行列である。この式は Gauss の定理を使えば

$$\int_V \{ \rho(\delta x)^* F + \text{div}(T \delta x) \} dV = \int_V \left\{ (\delta x)^* (\rho F + (\text{div } T)^* + \text{Sp} \left(T \frac{\partial(\delta x)}{\partial x} \right)) \right\} dV \quad (8)$$

ここで $\text{div} = (\partial/\partial x_1, \partial/\partial x_2, \partial/\partial x_3)$, で, Sp は対角要素の和を表わす。もしこの物体の部分体積 V が剛体的な仮想移動をすれば上の式は零であり而も,

$$\partial(\delta x_i)/\partial x_j = 0 \quad (i, j=1, 2, 3). \quad (9)$$

従って

$$\int_V \{ (\delta x)^* (\rho F + (\text{div } T)^*) \} dV = 0$$

体積 V は任意に小さくとれ, δx も任意であったから

$$\rho F + (\text{div } T)^* = 0 \quad (10)$$

従って任意の等温的な仮想仕事は

$$\int_V \text{Sp} \left(T \left(\frac{\partial(\delta x)}{\partial x} \right) \right) dV \quad (11)$$

ここで δx を e_{ij} , w_{ij} の変分に変換する。これらの間の変換式は

$$\begin{aligned} \partial e_{ii} &= \sum_{\mu} \left(\frac{\partial(\delta x_i)}{\partial x_{\mu}} \frac{\partial x_{\mu}}{\partial a_i} \right), \quad \delta e_{ij} = \sum_{\mu} \left(\frac{\partial(\delta x_i)}{\partial x_{\mu}} \frac{\partial x_{\mu}}{\partial d_j} + \frac{\partial(\delta x_i)}{\partial x_{\mu}} \frac{\partial x_{\mu}}{\partial a_i} \right) \\ \delta w_{ij} &= \sum_{\mu} \left(\frac{\partial(\delta x_i)}{\partial x_{\mu}} \frac{\partial x_{\mu}}{\partial a_j} - \frac{\partial(\delta x_j)}{\partial x_{\mu}} \frac{\partial x_{\mu}}{\partial a_i} \right) \end{aligned} \quad (12)$$

ここで次のように置くと

$$\begin{aligned} e_{11} &= e_1, \quad e_{22} = e_2, \quad e_{33} = e_3, \quad e_{23} = e_3, \quad e_{23} = e_4, \quad e_{31} = e_5, \quad e_{12} = e_6, \quad w_{23} = e_7, \quad w_{31} = e_8, \\ w_{12} &= e_9, \quad \partial(\delta x_i)/\partial x_j = d_{ij} \end{aligned}$$

上の式は

$$\begin{pmatrix} \delta e_1 \\ \delta e_2 \\ \delta e_3 \\ \delta e_4 \\ \delta e_5 \\ \delta e_6 \\ \delta e_7 \\ \delta e_8 \\ \delta e_9 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} J_{11} & 0 & 0 & 0 & 0 & J_{21} & 0 & J_{31} & 0 \\ 0 & J_{22} & 0 & J_{32} & 0 & 0 & 0 & 0 & J_{12} \\ 0 & 0 & J_{33} & 0 & J_{13} & 0 & J_{23} & 0 & 0 \\ 0 & J_{23} & J_{32} & J_{33} & J_{12} & 0 & J_{22} & 0 & J_{13} \\ J_{13} & 0 & J_{31} & 0 & J_{11} & J_{23} & J_{21} & J_{33} & 0 \\ J_{12} & J_{21} & 0 & J_{31} & 0 & J_{22} & 0 & J_{32} & J_{11} \\ 0 & J_{23} & -J_{32} & J_{33} & -J_{12} & 0 & -J_{22} & 0 & J_{13} \\ -J_{13} & 0 & J_{31} & 0 & J_{11} & -J_{23} & J_{21} & -J_{33} & 0 \\ J_{12} & -J_{21} & 0 & -J_{31} & 0 & J_{22} & 0 & J_{32} & -J_{11} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} d_{11} \\ d_{22} \\ d_{33} \\ d_{23} \\ d_{31} \\ d_{12} \\ d_{32} \\ d_{13} \\ d_{21} \end{pmatrix} \quad (13)$$

これを次のように書いておく。

$$\delta e = BD \quad (14)$$

又三行三列であった T を一行九列の行列に書きかえる。

$$T = (T_{11}, T_{22}, T_{33}, T_{23}, T_{31}, T_{12}, T_{23}, T_{31}, T_{12}) \quad (15)$$

そうすると (11) は (14) を使って

$$\int_V (TD) dV = \int_V (TB^{-1}\delta e) dV \quad (16)$$

この式から明らかなように w_{ij} も変数として必要でこれまでのようにいきなり e_{ij} だけで論ずるわけにはいかない。

他方物体の任意の部分の単位質量あたりの弾性エネルギーを A とすれば体積 V 中の弾性エネルギーは

$$\int_V \rho A dV$$

この A は温度, ρ_0 , e_i 等の函数である。前の表面力, 体積力のなした仮想仕事とこの弾性エネルギーの仮想的増分を等しいと置くと,

$$\int_V (TB^{-1}\delta e) dV = \delta \int_V \rho A dV$$

$\rho dV = \rho_0 dV_0$ であるから

$$= \int_V \rho \delta A \cdot dV \quad (17)$$

等温的な仮想変化であれば δA はヘルムホルツの自由エネルギー F の変分に等しい。この関係は微少な任意の V について成立っていなければならないから

$$TB^{-1}\delta e = \rho \delta F = \rho (\partial F / \partial e) \delta e \quad (18)$$

ここで $(\partial F / \partial e)$ は温度一定の下での微分で

$$\left(\frac{\partial F}{\partial e} \right) = \left(\frac{\partial F}{\partial e_1}, \frac{\partial F}{\partial e_2}, \frac{\partial F}{\partial e_3}, \frac{\partial F}{\partial e_4}, \frac{\partial F}{\partial e_5}, \frac{\partial F}{\partial e_6}, \frac{\partial F}{\partial e_7}, \frac{\partial F}{\partial e_8}, \frac{\partial F}{\partial e_9} \right) \quad (19)$$

又 δe は任意であったから

$$T = \rho (\partial F / \partial e) B \quad (20)$$

弾性論で慣用されている変形前の単位体積あたりの自由エネルギー ϕ を採用する。微少歪の理論では一般に

$$\phi = \sum_{i=1}^9 c_i e_i + \frac{1}{2} \sum_{i,j=1}^9 c_{ij} e_i e_j$$

である。そうすると

$$T = (1 - e_{11} - e_{22} - e_{33}) (\partial \phi / \partial e) B \quad (21)$$

これが自由エネルギー ϕ と応力 T とを結ぶ関係式で、これにより c_i, c_{ij} の弾性常数を観測される物理量の弾性係数や初期状態の応力に関係づけることが出来てその意味がはっきりする。又この関係式から $c_7, c_8, c_9, c_{7i}, c_{8i}, c_{9i}$ とこれ以外の弾性常数との関係も明らかになる。(15) の T の行列要素から明らかのように (21) の第四要素の表示と第七のそれ、第五と第八、第六と第九はそれぞれ等価であるから、その三組で、それぞれ、各 e_i の係数を等しいとおけば

$$\begin{aligned} c_7=c_8=c_9=c_{71}=c_{82}=c_{93}=0, \quad 2c_{72}=4c_{95}=c_4, \quad 2c_{83}=4c_{76}=c_5, \quad 2c_{91}=4c_{84}=c_6 \\ 2c_{73}=4c_{86}=4c_{98}=-c_4, \quad 2c_{81}=4c_{94}=4c_{97}=-c_5, \quad 2c_{92}=4c_{75}=4c_{78}=-c_6 \\ 4c_{47}=c_3-c_2, \quad 4c_{58}=c_1-c_3, \quad 4c_{69}=c_2-c_1, \quad 4c_{77}=c_2+c_3, \quad 4c_{88}=c_3+c_1, \quad 4c_{99}=c_1+c_2. \end{aligned} \quad (22)$$

4. 立方対称の場合

一例として立方対称の場合について具体的な表示を求めてみる。 ϕ の函数形は立方対称の物体のもつ弾性的な対称性に対応する。今座標軸を対称性の軸に一致するようにとる。

$$\begin{aligned} \phi=c_0+c_1(e_1+e_2+e_3)+\frac{1}{2}c_{11}(e_1^2+e_2^2+e_3^2)+c_{12}(e_2e_3+e_3e_1+e_1e_2) \\ +\frac{1}{2}c_{44}(e_4^2+e_5^2+e_6^2)+\frac{1}{4}c_1(e_7^2+e_8^2+e_9^2) \end{aligned} \quad (23)$$

(21) を使用すると

$$\begin{aligned} T_{11}=c_1+c_{11}e_1+(c_{12}-c_1)(e_2+e_3) \\ T_{22}=c_1+c_{11}e_2+(c_{12}-c_1)(e_3+e_1) \\ T_{33}=c_1+c_{11}e_3+(c_{12}-c_1)(e_1+e_2) \\ T_{23}=(c_{44}+c_{1/2})e_4 \\ T_{31}=(c_{44}+c_{1/2})e_5 \\ T_{12}=(c_{44}+c_{1/2})e_6 \end{aligned} \quad (24)$$

$c_1=c_2=c_3$ である為 w_{ij} の項は消える。 $e_i=0$ ととれば、 $-c_1$ は始めの状態の静圧力 p_0 に等しいことがわかる。又弾性常数 c と体積弾性率 k , 剛性率 μ との関係は次のようになる。

$$k=-\Delta p/(\Delta V/V)=\{c_{11}+2(c_{12}+p_0)\}/3, \quad \mu=T_4/e_4=c_{44}-p_0/2. \quad (25)$$

これまでの Infinitesimal theory によれば (24) での e_i の係数の $c_1=0$, (25) での $p_0=0$ とした式が得られる。地球内部の高圧下にある物体では、この p_0 は k, μ を計算する際に考慮されねばならぬ。即ち p_0 は数万気圧以上にもなれば k ではその値の 10% 程度、 μ では 20~30% 程度になる。一般の場合に於ても同じようにすれば、 $c_i(i=1, 2, \dots, 6)$ は始めの状態の応力の六つの成分 $T_{ij}^0=0$ に等しく、この結果として $T_{ij}^0=0$ の時には (21) は $T=\partial\phi/\partial e$ でよいことがわかる。

$p_0=0$ に対応する弾性常数 c_{ij}^0 と $p_0 \neq 0$ のそれとの関係は Birch によって有限歪弾性論を使って求められているが、彼は $T=\partial\phi/\partial e$ から出る (24) の e_i の係数の中 c_1 を零にした

式を使っている。³⁾ ここでは (24) を使って正しく求めてみる。歪はやはり大きい静水圧歪 η に附加的な微少歪が加ったものを使う。即ち $\eta_{ij} = \delta_{ij}\eta + (\partial u_i / \partial a_j)(1 + 2\eta)$ 。応力も $T = -p_0 + T'$ と分解して左辺には有限歪 η_{ij} を使った有限歪弾性論から得られる表示を置き、右辺の $(T' - p_0)$ には (24) を使う。左辺で使う ϕ としては Birch のと同じものを使えば

$$\begin{aligned} \phi = & (c_{11}^0/2)(\eta_{11}^2 + \eta_{22}^2 + \eta_{33}^2) + c_{12}^0(\eta_{11}\eta_{22} + \eta_{22}\eta_{33} + \eta_{33}\eta_{11}) + c_{44}^0(\eta_{12}^2 + \eta_{21}^2 + \eta_{23}^2 + \eta_{32}^2 \\ & + \eta_{13}^2 + \eta_{31}^2) + c_{111}^0(\eta_{11}^3 + \eta_{22}^3 + \eta_{33}^3) + c_{112}^0\{\eta_{21}^2(\eta_{22} + \eta_{33}) + \eta_{22}^2(\eta_{11} + \eta_{33}) \\ & + \eta_{33}^2(\eta_{11} + \eta_{22})\} + c_{123}^0\eta_{11}\eta_{22}\eta_{33} + c_{456}^0(\eta_{12}\eta_{23}\eta_{31} + \eta_{21}\eta_{13}\eta_{32}) + (c_{144}^0/2)\{\eta_{11}(\eta_{23}^2 \\ & + \eta_{32}^2) + \eta_{22}(\eta_{32}^2 + \eta_{13}^2) + \eta_{33}(\eta_{12}^2 + \eta_{21}^2)\} + (c_{166}^0/2)\{(\eta_{11} + \eta_{22})(\eta_{22}^2 + \eta_{21}^2) \\ & + (\eta_{22} + \eta_{33})(\eta_{23}^2 + \eta_{32}^2) + (\eta_{33} + \eta_{11})(\eta_{13}^2 + \eta_{31}^2)\} \end{aligned}$$

左辺の $T = (\rho/\rho_0)J^*(\partial\phi/\partial\eta)J$ から出る e_i の各係数と右辺のそれとを等しいと置けば

$$\begin{aligned} c_{11} &= (1 + 2\eta)^{-1/2}\{c_{11}^0 + \eta(3c_{11}^0 + 2c_{12}^0 + 6c_{111}^0 + 4c_{112}^0) + \dots\} \\ c_{12} &= (1 + 2\eta)^{-1/2}\{c_{12}^0 + \eta(-2c_{11}^0 - c_{12}^0 + c_{123}^0 + 4c_{112}^0) + \dots\} \\ c_{44} &= (1 + 2\eta)^{-1/2}\{c_{44}^0 + \eta(2c_{44}^0 + 3c_{11}^0/2 + 3c_{12}^0 + c_{144}^0/2 + c_{166}^0)\} \end{aligned}$$

c_{12} , c_{44} , の $\{ \}$ 中の η 係数に差異がみられる。

始めの状態で応力分布がある時でも $T = \partial\phi/\partial e$ が用いられているが,^{3),4),5)} (21) の表示を使わねばならない。

文 献

- 1) 玉城嘉十郎：弾性体の力学 p. 58 (1939)
- 2) Love: Mathematical theory of Elasticity. Fourth edition. p. 92. (1927)
- 3) Birch: Finite elastic strain of cubic crystals Phy. Rev. 71 p. 812. (1947)
- 4) Born, M. Goppert-Mayer: Handbuch der Physik XXIV/2. p. 623. (1933)
- 5) 永宮健夫: 固体論 1. (近代物理学全書) p. 203. (1951)

爆破点近傍の破壊機構に就いて (I)

京都大学地球物理教室 吉 川 宗 治

(昭和 29 年 6 月 21 日受理)

Mechanism of Fracture of Rock by Explosion

Soji YOSHIKAWA

Geophysical Institute, Kyoto University

(Received June 21, 1954)

When rock is fractured by explosion, the relation between stress and strain is not yet made clear. The author are studying to ascertain the mechanism of fracture in the rock by explosion, and in this paper chiefly discussed on experiments at Ikuno mine.

1. 序

岩石が爆薬の爆発によってどの様に破壊されるかは、すでに採鉱学に於ても取扱われている問題であるが、歪力と破壊にいたる歪に關しての決定的な解決はまだ与えられていない。ここでは地震学特に人工地震の爆破の問題とも関連して少し異った立場からこれを検当して見た。即ち爆発による岩石の破壊圏内及びこの極く近傍に小型振子を設置し、その振動様式から破壊の機構を推察せんとするもので、これと共に爆発によって生ずる歪と歪力を適当な仮設によって計算し、最も実験結果とよく合致するものを求めんとした。この第1報では主として三菱生野鉱業所の鉱石採掘現場に於て行つた実験結果について述べる。

2. 測定方法

測定実験に使用した機械は、佐々式 I 型振子及び坑内探鉱用として特に高周波の波動に対して感度が鋭敏な様に設計した増幅器及び電流計⁽¹⁾で、振子の設置箇所が爆発によって岩石と共に飛出す程度の歪力を受けるから、計器の破損を考慮に入れると精密な感度のよいものを望む事は出来ない。

普通生野鉱山に於て坑道屈進の際に行う爆破孔の深さは 1 m 内外で、従つて実験もその程度の規模で行つた。即ち振子間隔 10~30 cm、又爆薬から振子迄の最短距離は 10~50 cm 程度である。

使用した爆薬は殆ど新桐ダイナマイトで、爆破孔は自由面と垂直に穿孔し、これに棒状に装薬し、M. S. D. B 一段の雷管を使用して爆破時の電流を誘導して信号を入れた。この際の媒質となる岩石は凡て石英粗面岩で、超音波によるこの岩石の弾性波伝播速度は約 4 km/sec で

ある。測定の規模が非常に小さいので、記録装置のドラムの廻転速度は非常に早くなければならず従って 1 秒間約 120 cm とした。

爆発点から爆破孔に沿う方向及びこれに垂直な方向に測線を取り、夫々の方向における各波動の位相の伝播速度、及び爆確時から各位相の生成にいたるまでの時刻を測定した。又薬量及び爆破点と振子の相対位置の如何により当然振動様式及び波動の伝播速度等が異なる事が予想され、従って爆破点からの振子の相対的位置を一定にして薬量を種々変化させた場合、及び薬量を一定にして振子の相対的位置が異なる場合について実験を行った。

3. 結 果

この際得られる典型的な振動様式は第 1 図に示す通りであるが、爆発と同時に記録の上では非常に週期の短い初動が伝播し、これに続いて 5~10 M.S 遅れて稍低周波のものが出て、再び高周波の波が 10~20 M.S. 遅れて初まる。

振子が岩石と共に飛出す時には、この第 2 次の高周波の位相と相前後して各振子間に伝る波動の位相は消失する。今この位相の波を第 2 次波として、初動及び第 2 次波の伝播状態について詳しく調べて見よう。

先づ初動について述べると、これは当然予想される

様に爆発点から一様に四方に拡がりその伝播速度は弾性波に比較して爆破点極く近傍では非常に遅く、又同じ振子配置では薬量と共に異常に変化する。今同様な振子配置で、薬量を夫々新桐ダイナマイト 112.5 gr. 半本、2 本、4 本と次々と変った場合の走時曲線をかくと第 2 図の如くなる。

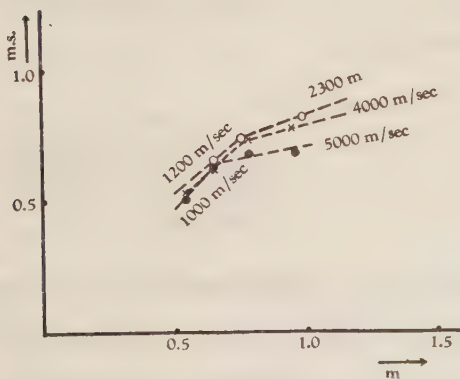


Fig. 2. Travel-time curve of initial shock when quantities of dynamite are varied. ●, 55 gm., ×, 220 gm., ○, 450 gm..

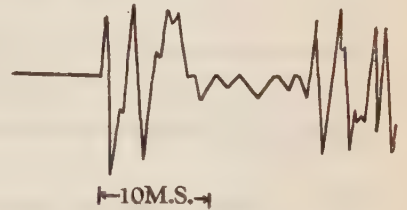


Fig. 1. Record obtained from oscillating rock near explosion.

図中 ● は半本、× は 2 本、○ は 4 本を示す。図から解る様に薬量を増すと伝播速度は爆破点から一定距離の点では次第に遅くなり、又このおそい伝播速度で伝わる範囲も薬量と共に増大する。又薬量を一定にして距離を今少し延長して測定すると第 3 図の如くなる。

初めに低速度のものが、次第に速くなり、弾性波に近づく事が解るが、この程度の実験の精度ではまだ速度の絶対値に対する信用度は充分とはいえない。

このため更に測定の精度を増すためには、爆

破の規模が大きく、振子間隔を相当大きく取っても、速度異常が認められる様な実験をする必要があり、昭和 29 年 5 月 1 日爆破グループの釜石での大爆破の実施の機会に参加して、上述と同様な実験を行った。この結果は第 4 図に示す通りで、岩石は石灰岩、薬量は 0.1 ton で超音波によるこの岩石の弾性波伝播速度は 4 km/sec である。これから解る様に伝播速度の遅い範囲は薬量と共に著しく増大する。

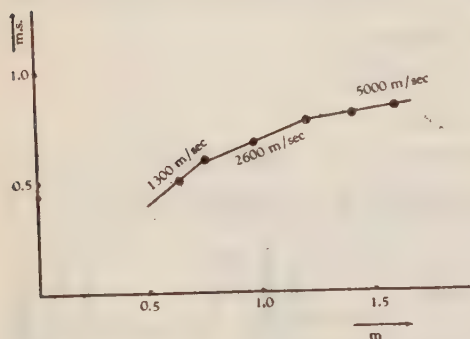


Fig. 3. Travel-time curve of initial shock near explosion.

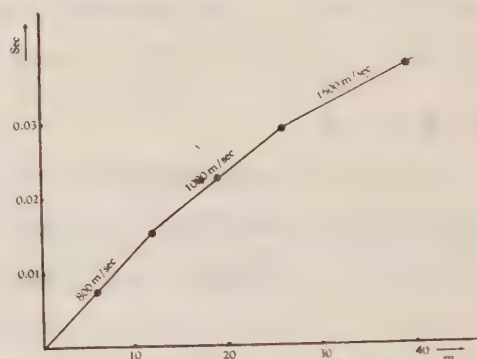


Fig. 4. Travel-time curve obtained at Kamaishi.

初動と共に顕著な位相に第 2 次波があるが、この走時曲線から推察される擾乱源はまだ判然としない。しかし明かに爆破点とは異り範囲を極限すれば、爆破孔口に於て最も速く現われ次第に周囲に拡がる。又この水平方向の見かけの速度分布は、初動と同様に薬量によって変化するが、その変化の傾向は薬量によって影響を受けない。爆破時からこの位相の現われる迄に要する時間は薬量及び爆破孔の深さによって定まり、同一薬量では爆破孔の深くなると共に時間は長くなるが、薬量とこの時間の簡単な比例関係が成立しない。

今第次波の開始時間の等しい点を連ねると図の如くなる。

今第次相の見かけの最小伝播速度と薬量との関係を見るに次の如くなる。

6 本——8 本	130~170 m/sec
4 本——2 本	170~500 m/sec
半 本	1000 m/sec



Fig. 5. Equi-wavefront curves of the secondary phase. x, position of explosion.

次に第 2 次波の原因について考えるに、今破壊機構として仮りに Hopkinson⁽²⁾ に従い、圧力波の自由面からの反射波としての張力波により破壊が行われるものとする、この実験結果を比較的よく説明する事が出来る。しかし爆薬と密接している極く小部分の岩石は、反射波を考えなくとも、爆発により球状空窩を生ずる事は多くの経験的事実として知られている。しかしこの様な破壊が行われるのは爆発によって破壊される全岩石の極く微少部分に過ぎない。

最近の Wilber⁽³⁾ の実験結果によると、歪波は爆破点近傍では、非周期的なものであるとされており、前述の実験結果からも、振子の精度の関係上厳密なものを期待する事は出来ないが、振子、増幅器、電流計を通して得られた記録から現実の歪を求めて見ると明らかに非周期的である。そして爆破時から一定時間後に歪が最大になり、次第に減衰する様な歪波が爆破点から四方に拡がり、その自由面に向ったものが反射して第2次波を生じたものとする、第2次波の開始時間と比較的よく一致する。即ち前述の様な形の歪波が爆破点から自由面に向かって伝播すると、張力がこの岩石に働くのは最大歪が自由面に達した後であり、しかも歪が異常に大きくなれば、伝播速度が実験結果によると遅くなっているから、爆破時から第2次波開始にいたる時間が上述の様な数値になっても大して矛盾は生じない。

しかしながら爆発によって生じる歪の形、伝播速度、及びそれによって生じる破壊が時間的、空間的に岩質の如何によってどの様に行われるかの厳密な意味での数値的な関係はこの実験の規模及び精度の向上と共に将来解決されるべき問題である。

本研究は文部省試験研究費によるもので、終始御指導を受けた佐々先生を初め、実験に協力していただいた鳥羽武文君に感謝の意を表すると共に、御便宜を与えていただいた生野鉱山、ならびに爆破グループに御礼申上げる。

文 献

- (1) 鳥羽武文 “坑内探鉱用地震計試作結果について” 物理探鉱 7 卷, 印刷中
- (2) John S. Rinehart, Journ of Applied Physics Vol. 22, 1951 p. 555
- (3) Wilber I. Duvall; “Strain-Wave Shapes in Rock Near Explosions” Geophysics Vol. XVIII, 1953 No. 2, p. 310

電気容量変化型換振器を用いた 長周期地震計の試作

松代地震観測所 宇 津 徳 治

(昭和 29 年 7 月 2 日受理)

A Long Period Seismometer with a Variable Capacity Type Transducer

Tokuji Utsu

Matsushiro Seismological Observatory

(Received July 2, 1954)

A long period seismometer with a variable capacity type transducer is produced to use in routine observation. The seismometer can record more than 1,000 times as large the horizontal displacement of the ground of 0.1~10 sec. in period on smoked paper. The principle of the transducer is shown in Fig. 1~2 and the whole circuit including a capacity compensator and power amplifier is shown in Fig. 3. Some of the seismograms obtained by this seismometer at Tokyo and Matsushiro are reproduced in Fig. 4 (1)~(6).

§ 1. はしき

高倍率の長周期地震計としてルーチン観測に使うために、電気容量変化型の換振器を用いたものを作った。この種の換振器は以前から、いろいろの型のものが考案されているが⁽¹⁾、今回筆者の試みたものは、簡単な回路で、比較的高倍率が得られ、製作、保守も容易であるので、以下その概要を記すことにする。

§ 2. 換振器の原理

Fig. 1 (a) は普通のハートレー発振回路であるが、(b), (c) のように⁽²⁾、この回路の中の適

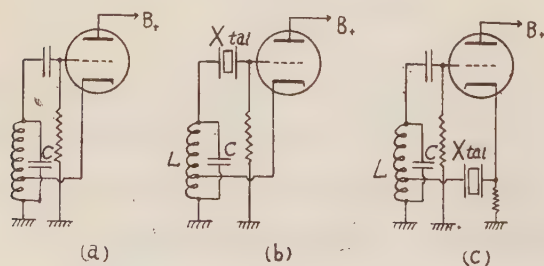


Fig. 1

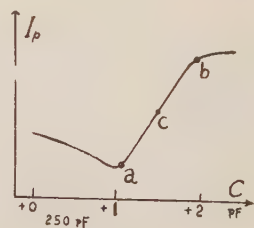


Fig. 2

当な個所にクリスタルを挿入すると、 L, C の同調周波数 $f=1/(2\pi\sqrt{LC})$ がクリスタルの周波数 f_0 (4 MC) に一致したとき発振が最も強くなり、発振管のプレート電流 I_p は最小になり、 f が f_0 から離れると発振は急激に弱まり、 I_p は大となる。したがって、このとき C を変えれば f が変り、 I_p が変るわけで、Fig. 2 にはこの関係が示されている。 I_p の変化は C の大きい側が急激で、この側を用いれば高感度の換振器が得られる。それには、地震計の振子にコンデンサーを付けて、振子が動けば容量が変るようにし、振子が静止した位置で容量が Fig. 2 の a, b 間の中点 c となっているようにしておけば、振子の微小な変位と、発振管のプレート電流の変化は比例することになる。

しかし、地動で振子が動かない限り、容量はいつでも Fig. 2 の中点 c に保たれている必要があるが、電源電圧の変動、温度変化、地震計台の傾斜その他容量を変える原因があるため、しばしば中点からはずれることがある。そこでこのようなときに、容量を自動的に最適値に戻すような装置として、リアクタンス管による AFC 回路を付けてみた。すなわち、何かの原因で容量が変ると、発振電圧が変るが、それが発振管のタンク回路に並列に入れたリアクタンス管のグリッドに伝わり、その g_m 、したがってその等価 L (または C) が変って、タンク回路の C の変化を補償するわけである。この際リアクタンス管は、発振電圧の直流ないし長周期変動 (10 秒程度以上) によってのみ動作し、地震のときのように、比較的短周期の変動に対しては動作しないようにしておく。

§ 3. 実際の回路および部品

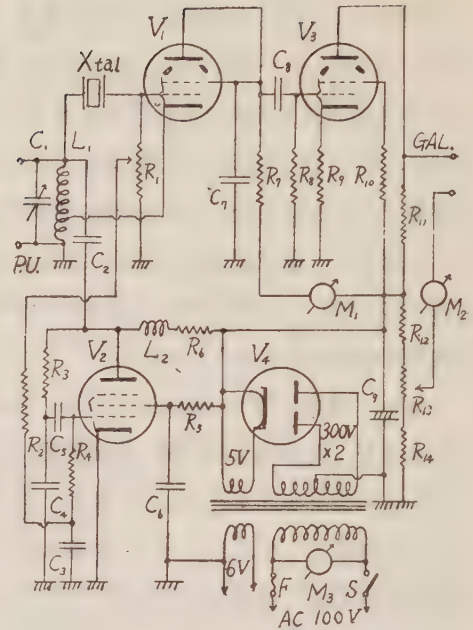
(i) 地震計振子部：これには手もとにあった岸上式水平動地震計の振子部分を改造し、大型の空気バリコンをとりつけた。バリコンは羽根を四角に切り、その枚数を 3~12 枚の間で加減することにより感度を調整することができる。周期は 10 秒前後で用いる。将来は専用に設計したものを作る予定である。

(ii) 電気回路：回路の配線の一例を Fig. 3 に示す。使用真空管は 6V6 (発振)、6V6 (出力)、6AC7 (リアクタンス管)、5GK4 (整流) の 4 個で、その他の部品もみなラジオ用の普通のものである。この回路でリアクタンス管は $L=R_3C_4/g_m$ のインダクタンスとして働いている。6V6—6V6 間は直接結合にすると零線の移動が著しいので、RC 結合にしたが R_3C_8 の値は十分大きくとってある。記録電流計に直流が重ならないよう、抵抗 R_{12}, R_{14} で B 電圧を分割し出力管のプレート電圧と釣合わせてあるが、抵抗の代りに定電圧放電管 VR 105, 2 個を用いれば、倍率も 2 倍ほど増し、安定度も更によくなるが、抵抗のままでも実用上差支えない。

(iii) 記録装置：記録電流計は酒井技官⁽³⁾が電磁式高倍率地震計用として作られたものを

Fig. 3

V_1 : 6V6,	$R_1=50\text{ K}\Omega$,
V_2 : 6AC7,	$R_2=10\text{ M}\Omega$,
V_3 : 6V6,	$R_3=15\text{ K}\Omega$,
V_4 : 5GK4,	$R_4=50\text{ K}\Omega$,
M_1 : 20 mA DC,	$R_5=150\text{ K}\Omega$,
M_2 : $\pm 10\text{ mA}$ DC,	$R_6=10\text{ K}\Omega$,
M_3 : 150 V AC,	$R_7=5\text{ K}\Omega$,
C_1 : 20 PF Max.	$R_8=2\text{ M}\Omega$,
$C_2=0.1\text{ }\mu\text{F}$	$R_9=250\text{ }\Omega$,
$C_3=10\text{ }\mu\text{F}$,	$R_{10}=30\text{ K}\Omega$,
$C_4=15\text{ PF}$,	$R_{11}=5\text{ K}\Omega$,
$C_5=500\text{ PF}$,	$R_{12}=5\text{ K}\Omega$,
$C_6=0.1\text{ }\mu\text{F}$,	$R_{13}=1\text{ K}\Omega$,
$C_7=1\text{ }\mu\text{F}$,	$R_{14}=5\text{ K}\Omega$,
$C_8=4\text{ }\mu\text{F}$,	$L_1=7\text{ }\mu\text{H}$,
$C_9=40\text{ }\mu\text{F}$,	$L_2=4\text{ mH}$.

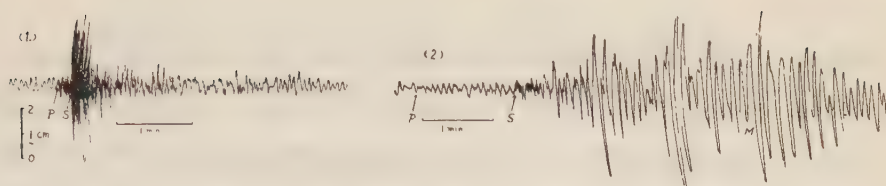


使用した。直流感度 $1.5^\circ/\text{mA}$ 、固有周期は長さ約 18 cm の麦わらをつけてすす書き用としたとき約 10 c/s 程度、ペンをつけてインク書き用になるとそれよりやや長くなる。ドラムは回転速さ 30 mm/min 、であるが、精密観測の際には 120 mm/min のものを用い、毎秒刻時を入れる。

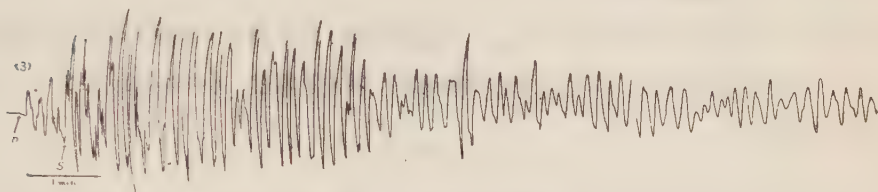
§4. 特性、記象例

以上の換振器と記録装置を組合わせて、長周期水平動地震計として、1953 年 4 月より東京で、10 月から松代で、連続使用しているが、だいたい満足すべき動作をしている。倍率は最大 $3,000$ 倍くらい出せるが、種々の事情から東京では約 700 倍、松代では約 $1,000$ 倍程度で用いている。振子の周期は 10 秒、制振比 6 、全体の周期特性は $0.1\sim 10$ 秒の間ほぼ平らである。倍率の検定は振子の自由振動の記録と、それを機械光学的に拡大してラムプスケールで読みとったものと比較して行う。

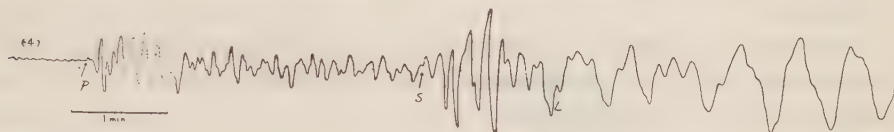
Fig. 4 (1)~(6) には東京および松代で得られた記録のうち、手ごろな大きさのものを例示しておいた。松代では現在坑内に換振器および電気回路部をおき、その出力を長さ約 600 m のケーブルで坑外の事務室に導きインク書きの記録を行っている。1954 年 1 月より 5 月までの 5 カ月間(うちのべ約 1 カ月間は停電および実験のため休止)に、記録紙上の全振幅が 3 mm 以上の地震が約 50 回記録されたが、その約半数は $P\sim S$ 3 分以上の、いわゆる遠地震であった。



- (1) 1953. VI. 26, 21 h 02 m (J. S. T.) ; Ibaraki Pref. $36.^{\circ}3\text{N}$, $140.^{\circ}2\text{E}$; $\Delta=90$ km (Tokyo, N \sim S Component)
 (2) 1953. IV. 30, 05 h 21 m (J. S. T.) ; Hokkaido $42.^{\circ}2\text{N}$, $143.^{\circ}2\text{E}$; $\Delta=780$ km (Tokyo, N \sim S Component)



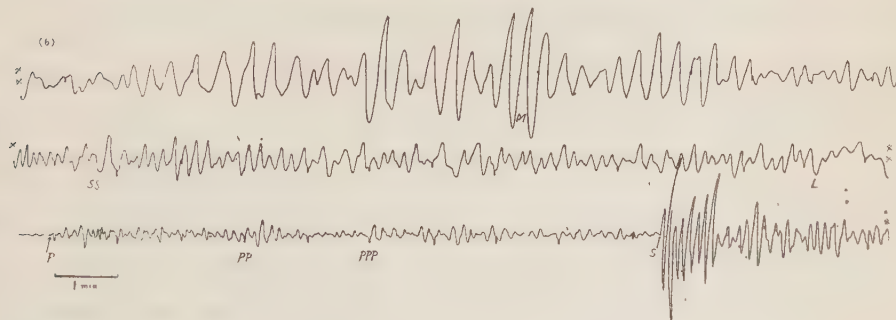
- (3) 1953. XI. 26, 09 h 04 m (J. S. T.) ; Aftershock of the Boso Earthquake 34.4°N , $141.^{\circ}8\text{E}$; $\Delta=400$ km (Matsushiro, E \sim W Component)



- (4) 1953. XI. 11, 08 h 44 m (J. S. T) ; Kamchatka $50^{\circ}1/2$ N, 157°E ; $\Delta=2,200$ km (Matsushiro, E \sim W Component)



- (5) 1954. II. 21, 03 h 42 m (J. S. T.) ; Flores Sea 7°S , $124^{\circ}1/2$ E, Depth 600 km ; $\Delta=6,200$ km (Matsushiro, N \sim S Component)



- (6) 1954. IV. 1, 03 h 37 m (J. S. T.) ; Arabian Sea $13^{\circ}1/2$ N, 58°E ; $\Delta=8,400$ km (Matsushiro, N \sim S Component)

Fig. 4 (1) \sim (6)

§5. むすび

この地震計は、電源や真空管の特性の変動で倍率が変わることや、振子と電気回路部をあまり離せない (3 m くらいまで) ことなど、いくつかの欠点もあるが、小型軽量の割に高倍率が得られ、無摩擦で、遠隔記録のできることなど電磁式地震計の特長は備えており、取り扱いも簡便なので、存在の価値はあるものと思う。しかし改良すべき点も多いし、現在かなり違った方式のものも実験中なので、今回の報告はごく簡略にしておいた。なお Fig. 3 の回路のほか、MT 管 35C5, 2 本, 35W4 1 本を用いたトランスレス式のものも作ってみたが、倍率が約半分になるが、十分使えるようである。

終りにいろいろと有益な御忠告をたまわった和達台長、井上課長、実験上の種々の便宜をはかって下さった広野研究室長、樋口、清水両研究官、酒井予報官、小野崎係官にあつくお礼申し上げる次第である。

文 献

- (1) たとえば、波江野清蔵；地震 **2** (1930) 435； P. Morald；Ann. de Geophys. **3** (1947) 24
その他多数ある。
- (2) この他にも同じような回路がいろいろ考えられよう。笠原氏が弾性波模型実験の際用いられたものも、ほぼ同じ特性をもっている。K. Kasahara；B. E. R. I. **30** (1952) 259。
- (3) 酒井乙彦，1952 年 11 月地震学会講演。

地震動の最大振幅から地震の規模 M を定めることについて

東京大学理学部地球物理学教室 坪 井 忠 二

(昭和 29 年 8 月 10 日受理)

Determination of the GUTENBERG-RICHTER'E Magnitude of Earthquakes occurring in and near Japan.

By Chuji TSUBOI

Department of Geophysics, Faculty of Science, Tokyo University.

(Received August 10, 1954)

The following formula has been found useful for calculating the GUTENBERG-RICHTER'S magnitude of an earthquake occurring in or near Japan from seismometrical data obtained at Japanese stations:

$$M=1.73 \log A+\log A-0.83,$$

where A is the maximum displacement amplitude of the ground due to that earthquake (measured in micron) observed at an epicentral distance Δ (measured in km) and \log is the common logarithm.

1. ある観測点における地震動の最大振幅 A と、その震央距離 Δ とが知れていれば、それらの資料を使ってその地震の規模 M を推定することができる。1951 年に筆者¹⁾ は、その目的をもって、日本における浅発地震にあてはまるような公式をつくった。

この計算を行うために資料として使ったのは、日本の中及び近所に起った浅発地震であって、且つ GUTENBERG 及び RICHTER²⁾ によって M の定められているもの 78 個である。そして、これら 78 個の地震に対して、札幌・仙台・東京・名古屋・神戸・福岡の 6 カ所において観測された材料³⁾ を使った。ただ、上記 78 個の地震に対する観測材料が、これらの 6 カ所においてすべて洩れなく揃っているわけではないので、筆者が利用することのできた材料の数は、 $78 \times 6 = 468$ ではなく、316 個に止まった。しかし 316 個もあれば、一応充分であると考える。筆者の結果に関して、河角編纂の National Report⁴⁾ には “..... To say nothing of the inaccuracies arising from the smallness of the number of data and inevitable fluctuations of observed amplitude, the linear equation cannot be applied to the observations made within 100 km from the epicentre”.

と書かれているが、材料不足という非難は酷に過ぎると思う。また 100 km 以内には使え

ないということが、どういう根拠によるのであるか、National Report の名において刻印をおされたことには不服である。ともかく、筆者が得た最後の結果は

$$\left. \begin{aligned} M &= 0.20A + 0.67 \log A + 3.80 \quad (A < 5 \text{ の場合}) \\ M &= 0.03A + 0.61 \log A + 5.00 \quad (A > 5 \text{ の場合}) \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

(A は 100 km 単位, A はミクロン単位)

である。 $A < 5$ の場合と、 $A > 5$ の場合とでは、別の式を使った方がよいらしい。このことは、実際の計算から出てきた結果であるが、これは最大振幅を与える地震波の種類がちがうため（例えば、 $A < 5$ では実体波、 $A > 5$ では表面波）であると考え、このことは、前論文中に明記しておいた。

それにも拘らず、渡辺⁵⁾は筆者の結果を評して

“.....最大振幅のあらわれる相が実体波と表面波とによって同じ式で magnitude を決定することに無理があるように思われる.....¹⁾”

と書いている。これは事実に反する。私の原論文をよく読まれない上での批判であろう。

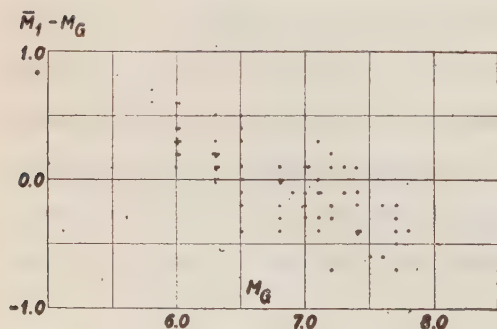
(1) のような公式がひとたび定まりさえすれば、こんどは任意の（もちろん或る制限の下で）地震について、その M を求めることができることとなったわけである。そこで筆者は、1931 年から 1951 年までの 21 年間に日本の中及び近所に起った顕著地震及び稍顕著地震 806 個について、その M を求めた。これらの結果は、幸にも中央気象台⁶⁾によって印刷刊行された。

2. 以上で筆者の目的は一応達せられたのであるが、1953 年の秋の地震学会の席上において、吉山⁷⁾によって次のことが指摘された。それは

GUTENBERG, RICHTER の定めた M M_G

(1) 式によって筆者の定めた M \bar{M}_1

(すなわち Seism. Bull. に M_{ch} として印刷されているもの、1つの地震について6個の \bar{M} が定まる。 M_1 はその平均。)



第1図 ($\bar{M}_1 - M_G$) と M_G との関係

とするとき、前記 78 個の地震についてみると、 $(\bar{M}_1 - M_G)$ が M_G に対して系統的に変化する傾向が残っているというのである。第1図は、この関係を示したものであるが、確かに吉山のいうとおりである、つまり、 M_G の大きい地震に対しては \bar{M}_1 が小さくなりすぎ、 M_G の小さい地震に対しては \bar{M}_1 が大きくなりすぎている。筆者が

(1) 式を求めた際には、最小自乗法を使ったのであるから、他のいかなる常数を使った場合とくらべてみても、 $\sum (\bar{M}_1 - M_G)^2$ は全体として小さくなっていることは確かである。しかし上述のように、 $(\bar{M}_1 - M_G)$ と M_G との間に系統的な関係が残っているとすれば、ことによると、始めに仮定した式の形

$$M = \alpha \Delta + \beta \log A + \gamma$$

がよくなかったのかも知れない。このような形においてよいらしいということは、前論文においてよく検討したつもりであって、数値の面からいうと確かにそれでよさそうであった。しかし、よく考えてみると、この式の形はやはり面白くない。それは、この式の形によると、 A が Δ に対して指数函数的に変化することになっているからである。やはり A は Δ の何乗かに従って変ると考えて

$$M = \alpha \log \Delta + \beta \log A + \gamma$$

という形においた方がよかったのではないかと思われる。

3. このような次第で、今回はこの新しい式の形を採用して、常数の値を定め直してみたのである、使った材料は前と全く同一の 316 個である。最小自乗法による計算の結果は、

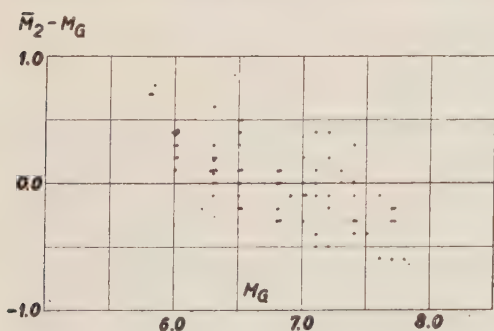
$$M = 1.30 \log \Delta + 0.65 \log A + 1.36 \quad (2)$$

(Δ は km 単位, A はミクロン単位)

である。この結果によると、一つの地震については A が Δ の 2 乗に反比例することになる。

但しこの (2) 式は (1) 式とちがって、 Δ の大小に拘らず 1 つの式にまとめられている。(2) 式を使えば、1 つの地震について 6 個の M が定められる (6 カ所における観測が揃っていると

して)。その 6 個の M の平均を \bar{M}_2 と書くこととし、 $(\bar{M}_2 - M_G)$ と M_G との関係プロットしたのが、第 2 図である。この図をみると明らかであるとおり、 $(\bar{M}_2 - M_G)$ ととの間にはやはり前と同様な系統的な関係が残っている。 $(\bar{M}_1 - M_G)$ と M_G との間に系統的な関係が生じたのは、(1) 式の形がよくなかったためであろうかと考えて新しい式を



第 2 図 $(\bar{M}_1 - M_G)$ と M_G との関係

つくってみたのであったが、それでは解消しない。

なおついでながら、6 カ所の観測所夫々について (2) と同じ形の式を定めてみると、次のとおりとなる。

観測所 札幌	地震数 42	$M=1.42 \log \Delta + 0.70 \log A + 0.82$	α/β 2.0
仙台	60	$M=1.04 \log \Delta + 0.80 \log A + 1.60$	1.3
東京	59	$M=1.33 \log \Delta + 0.79 \log A + 0.80$	1.7
名古屋	54	$M=1.95 \log \Delta + 0.65 \log A + 0.46$	3.0
神戸	58	$M=1.46 \log \Delta + 0.62 \log A + 1.09$	2.4
福岡	43	$M=1.40 \log \Delta + 0.57 \log A + 1.20$	2.5

6 カ所ともだいたい同じような常数をもっていることがわかる。しかし α/β の値と γ の値とに注目すると、そのいずれについても、仙台と名古屋とが両極端になっている。このことは恐らく観測所の近くの地下構造と関係しているのであろうが、注意すべきことであると思われる。

4. では $(\bar{M}_1 - M_G)$ 又は $(\bar{M}_2 - M_G)$ が、 M_G との間に系統的な関係をもっているのは何故であろうか。いろいろの可能性を検討してみたが 1 つ気のついたことがある。それは、筆者が計算の材料として使った 78 個の地震の M_G が、すべての階級にわたって一様に分布しているのではないということである。筆者の使った 78 個の地震については、 M_G の頻度は次のとおりになっている。

MG	.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9
5									2	
6	13			13		8			7	1
7	5	6	6	1	6	1	2	5	1	
8						1				

上の表からわかるように、 M_G が 6 とか 7 とかいうものが圧倒的に多い。それ故、これら全部を一括して最小自乗法にかけて計算すると、多数のものにうまくあうような式が定まってしまって、 M_G が 8.5 のように大きいものや、5.8 のように小さいものにはうまくあわないという事態がおこったのかも知れない。このような心配を除くために、78 個の地震全部を採用することをやめて、 M_G の各階級について夫々 1 個の地震だけを採用することにした。すなわち、 M_G が

									5.8	
6.0			6.3		6.5				6.8	6.9
7.0	7.1	7.2	7.3	7.4	7.5	7.9	7.7	7.8		
					8.5					

である 16 個の地震だけを採用し、これらの地震に対する観測材料 75 個を使って、(2) 式と同

じ形の式を定めてみたのである。その結果は

$$\bar{M}_2 = 1.27 \log A + 0.78 \log A + 1.11 \quad (2')$$

である。(2) 式と大差はない。前と同じように、 $(M'_2 - M_G)$ と M_G との間の関係を調べてみると (図省略)、両者の間に系統的なものがやはりまだ残っているのである。

このようにして、問題にしている系統的関係の生ずる由来をいろいろ検討してみたが、いずれも失敗であった。

5. 最後にもう 1 つ考えるべきことがあった。そもそも M_G という量の定義によれば、それは $A=100$ としたときの $\log(2800 \times A)$ である (地震計の特性は考えないとして)、従って (2) 式

$$M = \alpha \log A + \beta \log A + \gamma$$

の中で、 $A=100$ とおけば

$$\log 2800 + \log A = 2\alpha + \beta \log A + \gamma$$

すなわち

$$3.45 + \log A = 2\alpha + \beta \log A + \gamma$$

でなければならない。いいかえれば

$$\beta = 1, 2\alpha + \gamma = 3.45$$

でなければならないのである。少くともはじめから $\beta=1$ とおいて、(2) 式の代りに

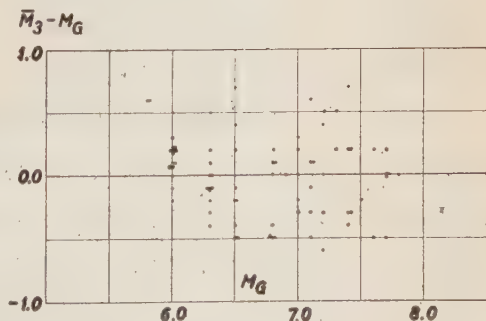
$$M = \alpha \log A + \log A + \gamma$$

として、 α と γ とを決定するという手段をとるべきであったかも知れない。そこで再び前と同じ 316 個の材料を使って最小自乗法にかけてみた。結果は、

$$M = 1.73 \log A + \log A - 0.83 \quad (3)$$

となった。そこでこのようにしてきまった \bar{M}_3 (1 つの地震について M が 6 個きまる。その 6 個の平均) を使って、 $(\bar{M}_3 - M_G)$ と M_G

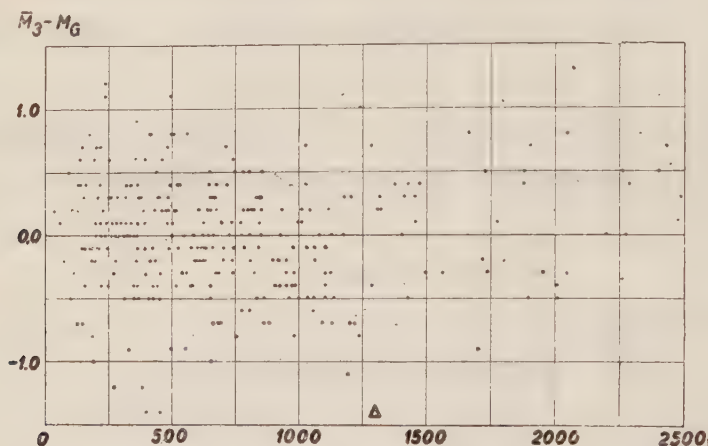
との関係をプロットしたのが、第 3 図である。この図からわかるように、系統的变化は、こんどは無くなっている。無くなったのは事実であるけれども、それが何故であるかはちょっと解らない。それからまた (3) の式に従えば $2\alpha + \gamma = 2.63$ となって、前述のように 3.45 にはなっていない。これは地震計の特性によって説明がつくかど



第 3 図 $(\bar{M}_3 - M_G)$ と M_G との関係

うか、将来の問題として残しておく。

次に (3) 式は、 Δ の大小に拘らず一つの式になっている。はたしてそれでよいかどうかをみるために、 $(\bar{M}_3 - M_G)$ を Δ に対してプロットしたのが、第4図である。 Δ に対して系統的なものは見られない。すなわち (4) 式一つで間に合うようである。



第4図 $(\bar{M}_3 - M_G)$ と Δ との関係

なお6カ所の観測所夫々について、上と同じ形の式をきめてみると、次のようになった。

観測所	地震数		$2\alpha + \gamma$
札幌	42	$M = 1.99 \log \Delta + \log A - 1.62$	2.36
仙台	60	$M = 1.22 \log \Delta + \log A - 0.52$	2.96
東京	59	$M = 1.55 \log \Delta + \log A - 0.46$	2.64
名古屋	54	$M = 2.48 \log \Delta + \log A - 2.90$	2.06
神戸	58	$M = 2.00 \log \Delta + \log A - 1.39$	2.61
福岡	43	$M = 1.48 \log \Delta + \log A - 0.17$	2.79

$(2\alpha + \gamma)$ の値をみると、前と同じように、仙台と名古屋とが両極端になっている。これは面白いことである。ついでながら前のように選択された M_G の各階級について一つづつ 16 個の地震だけを使って同じ形の式をきめると、次のようになる。

$$M = 1.41 \log \Delta + \log A - 0.02$$

6. さてこのようにして、ここにいくつかの式が定められたが、どの式がよいかということのが次の問題である。これはもちろん式を使う目的によることであって、一概にきめるわけにはいくまい。また GUTENBERG, RICHTER の定めた M_G が、何も完全なものであるわけでもない。また M については、どのくらいの精度のところまでを問題とすべきであるかも議論の余地がある。しかしともかく、 $\varepsilon = \sqrt{(\bar{M} - M_G)^2 / n}$ というものが、その判断に対する資料と

第1表

式		n	ε
$M=0.20\Delta+0.67\log A+3.80$ ($\Delta<5$)	6カ所平均	78	0.33
$M=0.03\Delta+0.61\log A+5.00$ ($\Delta>5$)			
$M=1.30\log \Delta+0.65\log A+1.36$	6カ所平均	78	0.32
	札幌	42	0.30
	仙台	60	0.37
	東京	59	0.42
	名古屋	54	0.39
	神戸	58	0.41
	福岡	43	0.42
	合計	316	0.39
$M=1.42\log \Delta+0.70\log A+0.82$	札幌	42	0.30
$M=1.04\log \Delta+0.80\log A+1.62$	仙台	60	0.30
$M=1.33\log \Delta+0.79\log A+0.80$	東京	59	0.39
$M=1.95\log \Delta+0.65\log A-0.46$	名古屋	54	0.35
$M=1.46\log \Delta+0.62\log A+1.09$	神戸	58	0.39
$M=1.40\log \Delta+0.57\log A+1.20$	福岡	43	0.41
$M=1.27\log \Delta+0.78\log A+1.11$	6カ所平均	16	0.33
$M=1.73\log \Delta+\log A-0.83$	6カ所平均	78	0.32
	札幌	42	0.41
	仙台	60	0.40
	東京	59	0.43
	名古屋	54	0.48
	神戸	58	0.54
	福岡	43	0.51
	合計	316	0.47
$M=1.99\log \Delta+\log A-1.62$	札幌	42	0.41
$M=1.22\log \Delta+\log A+0.52$	仙台	60	0.32
$M=1.55\log \Delta+\log A-0.46$	東京	59	0.41
$M=2.48\log \Delta+\log A-2.90$	名古屋	54	0.41
$M=2.00\log \Delta+\log A-1.39$	神戸	58	0.41
$M=1.48\log \Delta+\log A-0.17$	福岡	43	0.48
$M=1.41\log \Delta+\log A-0.02$	6カ所平均	16	0.28
河 角		74	0.50

なり得ると思われるので、いろいろの M について ε を計算した結果を第1表に示した。この表の中に（河角）とあるのは、同氏が別の考えから定めたものであって、これも中央気象台⁸⁾によって印刷刊行されている。

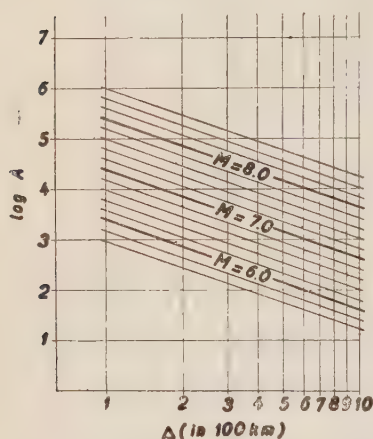
これらの結果からみると、 M_G に近い M を求めるというだけの目的に対しては

$$M=1.30 \log \Delta + 0.65 \log A + 1.36$$

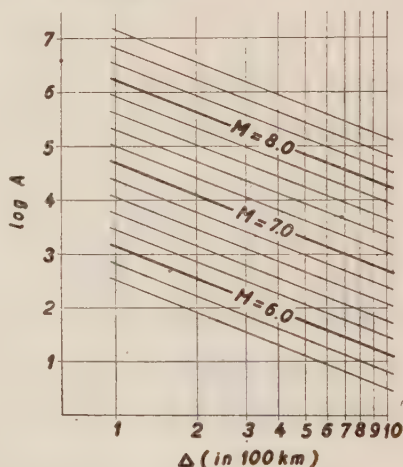
$$M=1.73 \log \Delta + \log A - 0.83$$

のどちらでも、大差はない。この2つの式のみかけはかなりちがうけれども、ある Δ 、ある A を与えて計算してみると、大体似たような M が出てくる。このことは第5図からわかるとお

第5図 $\log A$ 、 $\log \Delta$ と M の関係



第5図 a. $M=1.73 \log \Delta + \log A - 0.83$



第5図 b. $M=1.30 \log \Delta + 0.65 \log A + 1.36$

りである。そうだとすれば $\log A$ の係数が1であるという点、 $(M-M_G)$ に系統的なものがないという点から考えて

$$M=1.73 \log \Delta + \log A - 0.83$$

という(3)式がすぐれているといえよう。 Δ の大小によって式を区別すること、また観測所によって区別することは、現在の精度においては、当分考えないでもよいようである。そして M の精度は、大体 ± 0.3 くらいなものであるということを記憶しておくべきである。

6. なおこれと同じような式は 2~3 の人によって決定されている。D. DI FILIPO, L. MARCELLI⁹⁾ は、ローマに対して

$$M=1.53 \log \Delta + \log A - 0.69$$

を与えている。原著者は、 Δ を $^\circ$ 単位によってあらわしているが、この式は筆者が km 単位

に換算したものである。また E. PETERSCHMITT¹⁰⁾ は、ストラスブルグに対して

$$M=1.62 \log \Delta + \log A - 1.34$$

を与えている。両者とも筆者の式にかなりよく似ている。

7. 最後に規模 M の定義について一言しておき度い。これは 1954 年の春に開かれた地震学会のシンポジウムのときにも述べたことである。GUTENBERG, RICHTER の定義した M が物理的に最善のものであるかどうかという点については、いくらでも議論の余地があると思う。しかし magnitude M として、これだけひろく普及してしまった今日となつては、全く別箇の量を定義し、これを magnitude とよびしかも同じ M という文字を使うことは賢明でないように思われる。河角¹¹⁾ が、全く別の立場から地震の大きさを推定し、 M_G と関係をつけた研究は、非常に大きな価値がある。しかし、それを magnitude とよび、 M_K と書くことには賛成しかねる。殊に河角自身によって

$$2M_G + c = M_K$$

という関係が導かれているのだから、 $\frac{1}{2}(M_K - c)$ というものをこそ M_K といってもらいたかった。それならさぞよかったであろう。

また渡辺¹²⁾ も

“ m は $\Delta: 100$ km の所の最大振幅の常用対数を表わしわれわれはこれをもって magnitude と定めようというのである”

と書いている。後に渡辺は

$$M_G = 0.60m + 2.41$$

という関係を導いているのだから、この M をたとえば M_W と書いた方がよかった。

いろいろな独立なきめ方によっても、大体よく似た M が出て来るなら、それこそそこに意味が生じようというものである。

文 献

- (1) C. Tsuboi, Geophys. Notes 4 (1951), No. 5.
- (2) B. Gutenberg and C. F. Richter, "Seismicity of the Earth." Princeton, (1949).
- (3) 中央气象台, 气象要覧.
- (4) H. Kawasumi, National Report presented to the Xth General Assembly of I. U. G. G. by the Section of Seismology, National Committee for Geodesy and Geophysics, (1954).
- (5) 渡辺偉夫, 驗震時報 18 (1953), 120.
- (6) 中央气象台, Seismological Bull. for 1950 (1952).
- (7) 吉山良一, 1953 年 10 月地震学会第 12 回学術講演会 “地震波のエネルギー推定に関する公式について.”
- (8) (6) に同じ
- (9) D. Di Filippo, L. Maroelli, Annali di Geofisica, 2 (1949), 486.
- (10) E. Peterschmitt, Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strassbourg, 6 (1952), 51.
- (11) H. Kawasumi, Bull. Earthq. Res. Inst. 30 (1952), 319.
- (12) (5) に同じ

寄 書

石本・飯田の統計式における
最大振幅指数の推計的
計算例 (I)

京都大学物理学部地球物理学教室 神村三郎

(昭和 29 年 6 月 12 日受理)

Some Stochastic Results of the Maximum
Amplitude Index in the Ishimoto-Iida's
Statistical Formula (I)

Saburō Kōmura

Geophysical Institute, Faculty of Science,
Kyōtō University.

(Received June 12, 1954)

ある震源領域内の一地点で観測される地震群の記録上の最大振幅を a , その年平均頻度を n とする時, 石本飯田の統計式⁽¹⁾は周知の如く, $na^m=k$ と表わされる。茲に m, k はその場所において, 観測期間に亘り, 夫々常数である。今記録上の最大振幅の常用対数が正規分布することを仮定する時, その母平均値 \bar{x} , 母標準偏差 $\bar{\sigma}$ さえ適当に定めるならば, 石本飯田の統計形式が成立し, 更に例えば, 母集団における指数値 $m=1.9$ ⁽²⁾ が否定されない結果が得られる。今回はその一具体例についての計算結果を報告する。扱て $\log_{10}a$ が $\bar{x}=0.05$, $\bar{\sigma}=0.400$ の正規分布をするものとして, その理論頻度を求めると第1表が得られる。(但し全数を 1000 とする)。

先づ, この頻度分布は石本飯田の統計形式を満足するかを調べる。それには $-\log_{10}a=X$ に対する $\log_{10}n=Y$ の回帰の直線性を検定すればよい訳である。級間の数を 5 として検定に必要な統計量 F を計算すると 2.208 となり, これは自由度 $n_1=6, n_2=3$ における F の値 (危険率 5, 1 各 %) の何れよりも小さく, 有意とはならない。即ち回帰の直線性は否定されないのである。次に第2表から最小自乗法によって X に対する Y の一次回帰係数, 即ち指数値 m を計算すると, $m=1.89$ となる。更に母集団における m の値を 1.9 と仮定し, 統計量 t によ

第 1 表

最大振幅 級 間 隔 $a_{i-1} \sim a_i$	最大振幅の対数 " $\sim \log_{10}a_i$	理論頻度 n_i
0~1	$-\infty \sim 0.000$	450
1~2	~ 0.301	285
2~3	~ 0.477	122
3~4	~ 0.602	59
4~5	~ 0.699	31
5~6	~ 0.778	19
6~7	~ 0.845	11
7~8	~ 0.903	6
8~9	~ 0.954	5
9~10	~ 1.000	3
10~11	~ 1.040	2

第 2 表

階 級 値 $a = \frac{a_{i-1} + a_i}{2}$	X $-\log_{10}a$	Y $\log_{10}n$
0.5	0.30103	2.65321
1.5	-0.17609	2.45484
2.5	-0.39794	2.08636
3.5	-0.54407	1.77085
4.5	-0.65321	1.49136
5.5	-0.74036	1.27875
6.5	-0.81291	1.04139
7.5	-0.87506	0.77815
8.5	-0.92942	0.69897
9.5	-0.97772	0.47712
10.5	-1.02119	0.30103

てこれを検定すると, この時の t の値は 0.0474 となり, 自由度 9 における t の値 (5, 1 各 %) の何れより小さく有意ではない。以上の結果から $\log_{10}a$ が正規分布すると仮定した場合, その母平均値, 母標準偏差さえ適当に定めるならば, 母集団において石本飯田の統計形式, 並に指数値 $m=1.9$ を否定出来ない分布が得られることが分る。尤も m の値は \bar{x} や $\bar{\sigma}$ の値の定め方によって種々相違して算出されることは第 1, 2 図に示す通りであるが, 概して \bar{x} や $\bar{\sigma}$ が大きい程 m は小さい。

処で, $\log_{10}a$ の母平均値や母標準偏差を決定するのは観測領域における震源群の空間的分布の状況

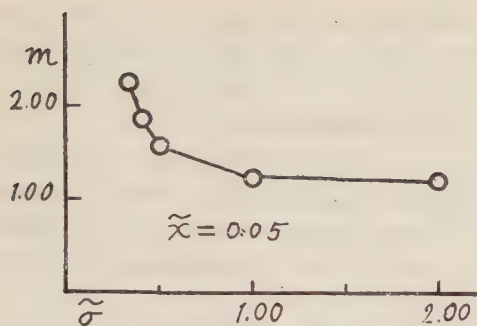


Fig. 1

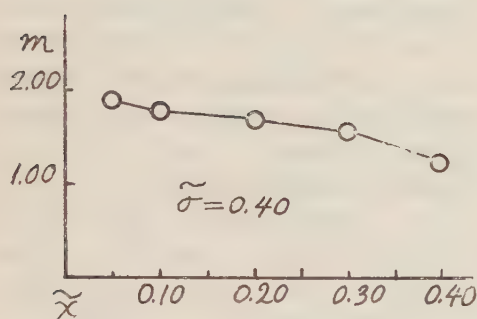


Fig. 2

や、地震の規模との関係、又その時間的な発生様式等によると考えられ、所詮は観測領域の震源群がもつ空間的、時間的な個性的事情によって決まるものと思われる。

終りに、本稿を含む一連の研究に御懇篤な御指導を賜った京大教授恩師佐々憲三博士に厚く感謝致します。なお本草稿を御一読の上、適切有益な御批判を下された東北大学地震観測所の鈴木次郎氏の御厚意を深謝します。

文 献

- (1) M. Ishimoto and K. Iida: Bull. Earthq. Res. Inst., 17 (1939).
- (2) T. Asada, Z. Suzuki, and Y. Tomoda: Bull. Earthq. Res. Inst., 29 (1951)

地球の Plastico-viscosity

名古屋大学理学部地球科学教室 島津康男

(昭和 29 年 8 月 8 日受理)

“Plastico-viscosity of the Earth”

YASUO SHIMAZU

(Received August 8, 1954)

長い time scale をもった力学的現象に対して、地球が粘性流体のようにふるまうであろうことは、昔から考えられ確かめられている。例えば、Haskell の扱った氷河期後の Scandinavia 半島の隆起の議論などは有名である。又、地球の熱的状態の考察から mantle の中で熱対流が起っている可能性が論ぜられている。Pekeris はこのような対流があるものとして、mantle を粘性流体と考えて運動の様子を議論している。ところで、地球の mantle を作っている物質が弾性をもっていて、従って有限の大きさの strength をもっていることも確かである。Haskell の議論にしても、strength を考えなければ、Scandinavia 半島をおおっていた氷の荷重が取り除かれた後は隆起にあずかる地域が無限の遠くにまで裾をひいていることになる。一方、造山運動を熱対流と結び付けようとするのは最近の考えであるが、それには過去の地質年代における造山運動の intermittency が説明出来なくてはならない。ところで strength を考えるとこの intermittency が説明出来る可能性がある。まず対流が発するには thermal stress が yield stress をこえなくてはならない。一旦対流が起っても半周期たつと上の方が熱く底の方が冷くなるから運動は止り始めるが、mantle の底での熱供給が少なればたとえ定常でも thermal stress が yield stress をこすに足だけの熱が蓄えられるまでは粘性が運動を妨げるので、運動は intermittent になる可能性がある。

yield stress が有限の大きさをもっている粘性流体の運動について、最近 Oldroyd は一つの理論をたてた。結局これは yield stress 以下の stress では完全弾性体、yield stress 以上の stress に対しては粘性流体という、いわゆる Bingham body の力学である。すぐ考えられるように極めて複雑な non-linear equation になって特別な場合にしか解

けないが、粘性係数が stress (従って速度勾配) の函数であるような Newton liquid と同様な表現になることが判る。今 η を粘性係数, θ を yield stress, V を運動速度, D を運動領域の dimension とすると, $S = \frac{\theta D}{\eta V}$ なる無次元の数 (これを Oldroyd 数と呼ぶ) が大きければ完全な粘性流体 ($\theta=0$) の性質から遠ざかることが示された。我々の場合について, $\theta \sim 10^9 \frac{\text{dyne}}{\text{cm}^2}$, $D \sim 10^8 \text{ cm}$, $\eta \sim 10^{22} \text{ poise}$, $V \sim 10^{-7} \text{ cm/sec}$ (Scandinavia の隆起速度も, Pekeris の対流速度もこの程度とすると $S \sim 100$ となる。Oldroyd の解いた特殊な問題でも, $S \sim 30$ になると完全な粘性流体の場合とは大分違って来るから, 地球の場合も strength の影響は無視出来ないものと思われる。この Bingham solid の示す性質を Plastico-viscosity と仮に呼んでおいた。

Oldroyd, J. G., Proc. Camb. Phil. Soc., 43 (1947), 100; 383; 396; 521.

地震時報

1954 年 4 月～7 月の顕著地震

4 月 5 日 襟裳岬西方沖の地震

4 月 5 日 08 時 14 分 01 秒ころ, 41.9°N , 142.8°E , に地震が起った。震源の深さは約 50 km で, 北海道の大部分, 東北地方の一部分で有感, 最大震度 IV, 最大有感距離は水沢まで 330 km, 規模 M(C)* であった。

4 月 14 日 室戸岬南東沖の地震

4 月 14 日 00 時 25 分 40 秒ころ, 32.9°N , 134.4°E , に地震が起った。震源の深さは約 20 km で, 中国, 四国地方の全般および, 近畿, 九州地方の一部で有感, 最大震度 III, 最大有感距離は浜田まで 310 km, 規模 M(C) であった。

4 月 17 日 北海道渡島半島東部の地震

4 月 17 日 21 時 10 分 03 秒ころ, 41.8°N , 141.0°E , に地震が起った。震源の深さは 120 km で, 北海道南部東北地方の北東部で有感, 最大震度 III, 最大有感距離は根室管内中標津まで 390 km であった。

4 月 25 日 房総半島南東沖の地震

4 月 25 日 02 時 33 分 45 秒ころ, 34°N , 141°E ,

に地震が起った。震源の深さは 80~90 km で, 前橋市の一部だけで有感, 震度 I, 震央距離 330 km であった。

5 月 4 日 鹿島灘の地震

5 月 4 日 15 時 24 分 53 秒ころ, 36.4°N , 141.2°E , に地震が起った。震源の深さは 40 km で, 関東地方の大部分, 東北地方の南東部で有感, 最大震度 III, 最大有感距離は水沢まで 305 km, 規模 M(C) であった。

5 月 15 日 飛騨山脈の深発地震

5 月 15 日 07 時 39 分 27 秒ころ, 36.0°N , 137.4°E , に深発地震が起った。震源の深さは 230~240 km で, 中部, 関東, 近畿, 東北, 北海道各地方の一部で有感, 最大震度は小名浜で IV, 最大有感距離は根室まで 1060 km で所謂異常震域を示した。規模は $M=7$ (Pasadena)。

5 月 23 日 千島列島南部の地震

5 月 23 日 13 時 10 分 30 秒ころ, 45°N , 150°E , に地震が起った。震源の深さは約 160 km で, 釧路, 根室管内厚床だけで有感, 震度 I, 最大有感距離は釧路まで 500 km であった。

6 月 4 日 北海道はるか東方沖の地震

6 月 4 日 9 時 45 分 21 秒ころ, $43\frac{1}{2}^\circ\text{N}$, 149.9°E , に地震が起った。震源の深さは約 80 km で, 根室, 釧路だけで有感, 震度 I, 最大有感距離は釧路まで 375 km であった。

6 月 5 日 茨城県南西部の地震

6 月 5 日 22 時 14 分 26 秒ころ, 36.0°N , 139.9°E , に地震が起った。震源の深さは 50~60 km で, 関東地方全般, 東北地方南部, 中部地方の一部および, 彦根で有感, 最大震度 IV, 最大有感距離は彦根まで 340 km, 規模 M(C) であった。

6 月 15 日 オホーツク海南部の深発地震

6 月 15 日 22 時 32 分 18 秒ころ, $47\frac{1}{2}^\circ\text{N}$, $146\frac{1}{2}^\circ\text{E}$, に深発地震が起った。震源の深さは約 500 km で, 釧路だけで有感, 震度 I, 有感距離は 540 km であった。

7 月 10 日 青森県西方沖の深発地震

7 月 10 日 03 時 28 分 51 秒ころ, 40.7°N , 139.3°E , に深発地震が起った。震源の深さは約 300 km で, 東北, 北海道各地方の一部で有感, 最大震度, II,

* M(C) は Gutenberg の Magnitude の 6 から 7 の間に相当する。

最大有感距離は釧路管内標茶まで 510 km であった。

7 月 18 日 三陸沖の地震

7 月 16 日 21 時 41 分 53 秒ころ、39.5°N, 144.5°E, に地震が起った。震源の深さは約 60 km で、東北、北海道各地方の一部で有感、最大震度 II、最大有感距離は帯広管内本別まで 420 km であった。

7 月 18 日 銚子沖の地震

7 月 18 日 18 時 07 分 36 秒ころ、35.5°N, 141.1°E, に地震が起った。震源の深さは約 40 km で、関東地方全般、東北、中部各地方の一部で有感、最大震度 IV、最大有感距離は盛岡まで 470 km、規模 M (C) であった。

7 月 21 日 房総半島南東沖の地震

7 月 21 日 22 時 50 分 28 秒ころ、33.7°N, 141.2°E, に地震が起った。震源の深さは約 40 km で、関東地方の一部で有感、震度 I、最大有感距離は宇都宮まで 340 km、規模 M (C) であった。

1954 年 3 月～6 月の火山活動

諏訪之瀬島 3 月 18 日噴煙が 1000 m の高さに上っているのを附近を航行中の船舶が観測した。

阿蘇山

3 月：中旬ころから中岳第 1 火口がやや活気を呈し、16 日には火口内で噴石活動、17 日以後は褐色～灰色の噴煙が 300～500 m の高さに上り、火口附近に降灰があった。

4 月：火口附近ではほとんど毎日降灰があり、1 日～10 日には第 1 火口内で噴石活動があった。中旬以後活動は次第に衰えた。

5 月：活動はおだやかになり、10 日ころから火口底に水たまりができた。26 日 7 時 27 分ころ第 1 火口が小噴火して、火口附近に泥土を噴出した。

6 月：全月おだやかで、第 1、第 4、第 7 火口の 1 火口底には水たまりができていた。

浅間山 昨年末以来活動が続き、軽井沢測候所で観測した各月の噴火回数は次の通りである。いずれも爆発音は同測候所までは聞えず、同火山としては小さな噴火であった。

月	観測された 噴火回数	噴煙の最高観測値	記 事
3	37	2700 m	29 日 5 時 30 分～7 時 15 分には追分で鳴動が聞かれた。
4	25	2000	3 日、7 日には追分で鳴動が聞かれ、21 日、24 日、27 日夜には火口上に火柱が見えた。
5	26	1400	—
6	10	約 4000	24 日 9 時 24 分ころの噴火では、長野、群馬、埼玉、東京、神奈川、千葉の各県にわたり降灰があった。

楯前山 5 月 2 日 14 時 47 分ころ小噴火して火口附近に泥流が認められた。

磐梯山の山くずれ 4 月 3 日、6 日、7 日の 3 回にわたり磐梯山北側の明治 21 年爆裂火口壁が大崩壊(約 $5 \times 10^6 \text{ m}^3$) し、旅館 3 軒が埋没した。

学 会 記 事

委員会及幹事会記事

○昭和 29 年 4 月 16 日定例幹事会
於震研会議室
出席者

安芸、井上、宇佐美、内田、表、笠原、金井、佐藤、末広、松本、宮村、村内、和達委員長。

1) 春季地震学会講演会追加として、高田理夫氏が「吉野地震前後の地殻変動について」を申込んで来たが、これは追加として認めず、内容の性質上小

沢泉夫氏の講演の中に割り入れ、連名とすることとした。

2) 講演会会場での会費徴収には複写用紙付きの徴収書を発行し、手落ちのないようにする。

3) 新幹事の主任選定、庶務表、会計末広、編集宮村。

4) 今年度も幹事会は第 4 火曜日の前の月曜日に行う。

○昭和 29 年 5 月 24 日定例幹事会

188

1. 1888年1月1日

2. 1888年1月2日

3. 1888年1月3日

4. 1888年1月4日

5. 1888年1月5日

6. 1888年1月6日

7. 1888年1月7日

8. 1888年1月8日

9. 1888年1月9日

10. 1888年1月10日

11. 1888年1月11日

12. 1888年1月12日

13. 1888年1月13日

14. 1888年1月14日

15. 1888年1月15日

16. 1888年1月16日

17. 1888年1月17日

18. 1888年1月18日

19. 1888年1月19日

20. 1888年1月20日

21. 1888年1月21日

22. 1888年1月22日

23. 1888年1月23日

24. 1888年1月24日

25. 1888年1月25日

26. 1888年1月26日

27. 1888年1月27日

28. 1888年1月28日

29. 1888年1月29日

30. 1888年1月30日

31. 1888年1月31日

32. 1888年2月1日

33. 1888年2月2日

34. 1888年2月3日

35. 1888年2月4日

36. 1888年2月5日

37. 1888年2月6日

38. 1888年2月7日

39. 1888年2月8日

40. 1888年2月9日

1. 1888年1月1日

2. 1888年1月2日

3. 1888年1月3日

4. 1888年1月4日

5. 1888年1月5日

6. 1888年1月6日

7. 1888年1月7日

8. 1888年1月8日

9. 1888年1月9日

10. 1888年1月10日

11. 1888年1月11日

12. 1888年1月12日

13. 1888年1月13日

14. 1888年1月14日

15. 1888年1月15日

16. 1888年1月16日

17. 1888年1月17日

18. 1888年1月18日

19. 1888年1月19日

20. 1888年1月20日

21. 1888年1月21日

22. 1888年1月22日

23. 1888年1月23日

24. 1888年1月24日

25. 1888年1月25日

26. 1888年1月26日

27. 1888年1月27日

28. 1888年1月28日

29. 1888年1月29日

30. 1888年1月30日

31. 1888年1月31日

32. 1888年2月1日

33. 1888年2月2日

34. 1888年2月3日

35. 1888年2月4日

36. 1888年2月5日

37. 1888年2月6日

38. 1888年2月7日

39. 1888年2月8日

40. 1888年2月9日

を配布記入方を要する。

6) 先の幹事会で採案された採録規定が今幹事会で可決された。その細目は「地質」7巻2号に掲載される。

7) 秋季学会の期 11月2,3,4日(火、水、木)に京都大学に於て行ひ、講演申込締切期日は9月30日とし、講演追加申込は要則として受け付けない。

(M.T.)

春季地質学会講演会及総会の記

昭和29年度地質学会春季講演会は4月22,23,24日東京上野国立博物館でつらわれ、参会者は300名近く、講演題目もまた45に及び、活潑な質疑応答と共にみなみなの盛況であった。

最盛時にはマグニチュードに関するシンポジウムがあり、和道雄吉の御先生による総合講演は本会の正巻であった。惜しむらくは自由討論の時間が少く、充分に議論できない憾を残した。

総会会は大田の夜科学博物館地下食堂で行われた、約50名の出席があった。終了後二次会出席の勇士もあり、翌日の講演にいまや面赤ゆい勇士などもあったとか。

熊本大会のために全春総会などに御参列いただいた村内氏に厚く御礼申し上げる。

総会記事

1. 全期の一巡改正があった。
2. 地質学会賞を授けるかどうかについて、討論後賛否投票が行われ、賛否同数で規約により特別に賞は授けられないことになった。

春季講演会題目

(昭和29年4月22日, 23日, 24日)

4月22日(木)

1. 粘土・土の性質について (I) 15分
京大防災研 山口 真一
2. 岩石物性用超音波装置の製作とその二、三の測定結果 15分
震研 下崎 大輔
3. 物質の層構造附近における振動の性質 10分
震研 下崎 大輔
4. 地震元域における熱過程 20分
東大理 安室 敏一
5. 弾性論と地球内部の弾性的性質 (I) 15分
京大理 島 通保
6. 地球の mantle を作る物質の三次弾性定数

10分

名大理 島津 康男

7. 弾性定数の温度変化と地球内部の温度 (I)

15分

名大理 島津 康男

8. 伊豆大島隆起の断層 (続前) 15分

北大理 佐久間修三

9. 阿波之郷火山噴火震害 15分

和博 村内良典・浅沼伊夫

10. 弾性定数上における物理基礎の数理的考察の

計算 15分

阪大工 島崎 勲

11. 長期観測データによる地球内部構造の解析

15分

震研 佐藤孝夫・松本利雄

12. 半無限弾性体の表面に沿った変位の伝播に

ついて (I) 15分

東大理 竹内 均・中大一 小柳直太

13. 音波の界面における反射及び屈折に就て

(第2報) 10分

東北大理 本多弘吉・中村昌平

14. 昭和断山における重力測定 15分

地質課 松田武雄・早川正巳

15. 重力の鉛直勾配 g_{θ} と鉛直線偏角とにつ

いて 15分

東大理 坪井 茂二

16. 宮野地帯前後の地震変動の審判 15分

京大防災研 小伊集夫・高田康夫

17. 平均値の変化について 10分

群馬大 山口 生知

18. アメリカ合衆国における重力の鉛直勾配の異

常について 10分

東大理 坪井茂二・木下武雄・早瀬昭男

19. 京都大阪地方における重力測定 (第4報)

7分

京大理 佐々木三・名大理 飯田清事

20. 京都大阪地方における重力の変化について

(第2報) 10分

名大理 飯田清事・京大理 一戸時雄

地質課 小谷良隆

21. 地震の振動の振折例について 10分

気象研 荒川秀徳

22. 発震による地震動の初期の押し引きにつ

て5分

震研 嶋 悦三

22. 弾性波の模型実験 (その3) 15分

震研 笠原 豊一

22. 震源点近傍の破壊構造について (第11報)

10 分

京大理 吉川 宗治

4 月 23 日 (金)

23. 4—PS 曲線による震源の深さの決定 5 分

宮本 貞夫

24. 地震波速度の時間的变化に対する検討 15分

宮本 貞夫

25. 地殻表層部の地震波速度 15 分

宇都宮大 越川 善明

26. 浅発地震の走時による日本の表層構造(続)

15 分

京大理 玉越 逸夫

27. 深発地震における伝播異常について 10 分

京大理 玉越 逸夫

28. 20° 不連続面について (第2報) 10 分

中央気象台 井上宇胤・村井五郎

29. 震源決定の精度について 10 分

震研 浅野 周三

30. 大爆破による爆破点近傍の走時曲線と地下

構造 15 分

爆破地震動研究グループ

31. 大爆破による地震観測と東北地方の地殻構

造 20 分

爆破地震動研究グループ

32. 日本における小さい地震の分布 II 10 分

東大理 木下武雄・早津昭男

33. 1952 年 10 月の三陸沖地震群の松代地震観

測所における地震動について 15 分

松代地震観 鷺坂清信・山岸 登

34. 地震動の振幅と周期との関係 15 分

震研 金井 清

35. 常時微動の観測 15 分

震研 金井 清・田中貞二・長田甲斐男

36. 火薬爆発による地震動の波形について 15 分

東北大理 鈴木次郎・島 垣

37. 昭和 27 年 3 月 4 日十勝沖地震の調査

10 分

震研 河角 広・浅野周三・佐川 都

4 月 24 日 (土)

38. 符号演算に依る相関係数の簡易計算法

15 分

東大理 友田 好文

39. 飛び石函数に依る展開に依りフーリエ分析

を簡単に計算する法 10 分

東大理 友田 好文

40. 地震動記象の数値分析 (I) 10 分

東大理 友田好文

41. 地中地震計の試作 15 分

震研 河角 広・嶋 悦三・柴野陸部

42. 建物の固有周期を測定する計器の試作10分

震研 田中 貞二

43. 「クロノメータ」—「機械的同調ロハ器」×2—

「同期電動機」方式による一様回転装置

15 分

東大理 友田 好文

44. 余震区域の調査 15 分

松代地震観 宇津徳治・関 彰

45. 地震の規模について (第2報) 10 分

中央気象台 井上宇胤・末広重二

マグニチュードに関するシンポジウム

1. マグニチュードについて 和達 清夫

2. Magnitude to iro iro na Ryō to no

Mondai. Kotoni Energie to no Kankei

Matuzawa-Takeo

昭和 29 年 10 月 25 日 印刷

昭和 29 年 10 月 30 日 発行

第2輯 第7巻 第3号

東京大学理学部地球物理学教室内

編輯発行
兼印刷者

地 震 学 会

代 表 者 佐 々 憲 三

東京都千代田区富士見町1の10

印刷所

株式会社 国際文献印刷社

笠 井 康 頼

発行所

東京大学理学部
地球物理学教室内

地 震 学 会

(振替東京11918番)

地震学会賛助会員（順不同）昭和29年3月1日現在

三井不動産株式会社	東京都中央区日本橋室町2の1
鹿島建設株式会社	東京都中央区槇町2の3
大成建設株式会社	東京都中央区銀座3の4
清水建設株式会社	東京都中央区室町2の1
竹中工務店	(東京支店) 千代田区大手町1の6
大林組	(東京支店) 千代田区丸ノ内1の2
織本建築設計計算事務所	東京都中央区日本橋蛸殻町3の2
茂木建築設計計算事務所	東京都文京区大塚町33
三菱地所株式会社	東京都千代田区丸ノ内2丁目2の211
保坂振動計器製作所	東京都文京区小石川柳町22
電力中央研究所	東京都北多摩郡狹江町岩戸1229
明石製作所	東京都品川区東品川5の1
朝日生命保険相互会社	東京都千代田区丸ノ内1の1
生命保険協会	東京都千代田区丸ノ内3の4
日本損害保険協会	東京都千代田区神田淡路町2の9

「地震」投稿規定

1. 論説の投稿は、原則として、地震学会で講演済みのものに限る。
2. 論説の長さは、当分の間、なるべく刷上り10頁(400字詰原稿用紙20枚位)以内とする。
3. 原稿は400字詰原稿用紙に横書に認め、仮名は平仮名、なるべく新仮名づかいを用い、外国語は片仮名又は原語を用いること。
4. 原稿用紙各頁に字数を赤字で明記すること。
5. 論説原稿には必ず欧文題目と欧文要旨をつけること。
6. 句読点、.等、等を明瞭に記入すること。
7. 地名、人名の読みにくいものには振仮名をつけること。
8. 数字は漢字を用いず、アラビア数字を用いること。
9. 数式、特に本文中の式は、なるべく1行以上を占領せざる形、(例えば、 k/μ , $\sin \{(s\pi x/l) - (s\pi ct/l)\}$ の如く)に書くこと。
10. 挿図は黒インキにて明瞭に書き、刷上り寸法又は縮率を必ず記入すること。刷上り寸法横12cm 縦18cm 以上にならないように注意すること。図の中の文字は刷上り1mm 以下にならぬよう特に注意すること。原稿に赤字で図の挿入場所を指定すること。
11. 挿図、表等の説明には欧文を用いること。
12. 引用文献は最後に本文中の引用箇所の番号を附して記載すること。
13. 註は脚註とし、引用箇所の番号(註1の如く)附して別紙にしたためること。
14. 特殊な図版は(折込、色刷、アート等、用紙を含み)当分の間著者が費用を負担すること。
15. 別刷は100部を贈呈し、それ以上は著者の負担とする。
16. 初校以後の校正は、編輯係に一任のこと。
17. 寄書は刷上り2頁未満(400字詰原稿用紙約5枚)とし、欧文題目をつけること。寄書の図面は、刷上り横6cm、又は12cm にするように書くこと。

Z I S I N

JOURNAL OF THE SEISMOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN

Vol. 7, No. 3

SECOND SERIES

October 1954

ARTICLES

- On the Maximum Amplitude Index in the Ishimoto-Iida's Statistical Formula. Saburō KōMURA... 145
- On the Crustal Movement of Volcano Aso (Part 1).....Keizō YOSHIKAWA... 151
- Statistical Description of the Time Interval Distribution of Earth-
quakes and on its Relations to the Distribution of Maximum
AmplitudeYoshibumi TOMODA... 155
- Elastic Theory and Elastic Properties of the Earth's Interior.....
.....Michiyasu SHIMA... 170
- Mechanism of Fracture of Rock by ExplosionSoji YOSHIKAWA... 176
- A Long Period Seismometer with a Variable Capacity Type
TransducerTokuji UTSU... 180
- Determination of the GUTENBERG-RICHTER'S Magnitude of Earth-
quakes occurring in and near JapanChuji Tsuboi... 185

CORRESPONDENCES

- Some Stochastic Results of the Maximum Amplitude Index in the
Ishimoto-Iida's Statistical Formula (I).....Saburō KōMURA... 194
- Plastico-viscosity of the Earth.....Yasuo SHIMAZU... 195
- SEISMOLOGICAL NOTES..... 196

Published

by

the Seismological Society of Japan,
c/o Geophysical Institute, Faculty of Science, Tokyo University.
Hongo, Bunkyo-ku, Tokyo, Japan.